



Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Facultad de Ingeniería

Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

**“EL USO DE LA GEOMÁTICA EN LA CARACTERIZACIÓN
GEOMÉTRICA Y MORFOLÓGICA DE LA CALDERA DE
ILOPANGO, “REPÚBLICA DE EL SALVADOR”**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

MAESTRA EN CIENCIAS EN GEOLOGÍA APLICADA

Presenta:

GEOL. LAURA PAOLA CALDERÓN CUCUNUBÁ

Alumna becada por CONACYT

CVU: 789263

Asesor:

Dra. María Cristina Noyola Medrano

Co-asesor:

Dr. Gerardo de Jesús Aguirre Díaz

San Luis Potosí, S. L. P.

Agosto de 2018





UASLP
Universidad Autónoma
de San Luis Potosí

19 de abril de 2018

**GEOL. LAURA PAOLA CALDERÓN CUCUNUBÁ
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. María Cristina Noyola Medrano y Gerardo de Jesús Aguirre Díaz** Asesora y Co-asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 19 de abril del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

**EL USO DE LA GEOMÁTICA EN LA CARACTERIZACIÓN
GEOMÉTRICA Y MORFOLÓGICA DE LA CALDERA DE ILOPANGO,
"REPÚBLICA DE EL SALVADOR"**

INTRODUCCIÓN.

1. LA GEOMÁTICA EN EL ESTUDIO DE CALDERAS VOLCÁNICAS.
 2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DE EL SALVADOR Y DE LA CALDERA DE ILOPANGO.
 3. TÉCNICAS DE ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL PARA LA CALDERA DE ILOPANGO.
 4. RELACIÓN ENTRE LA FORMA Y ESTRUCTURA DE LA CALDERA DE ILOPANGO.
 5. DISCUSIÓN GENERAL SOBRE RASGOS Y PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS CON LA TECTÓNICA DE LA CALDERA DE ILOPANGO.
- CONCLUSIONES.
REFERENCIAS.
ANEXOS.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR.
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCION



**FACULTAD DE
INGENIERÍA**
Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
Tel. (444) 826 2330 a 39
Fax (444) 826 2336
www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

"95 Años como Primera Universidad Autónoma en México"

¡Orgullosa por esta meta cumplida!

Dedicado a mis papás, Andrés, mis nenas, mis asesores y mi familia

AGRADECIMIENTOS INSTITUCIONALES

Quiero expresar mis sinceros agradecimientos al Instituto de Geología de la Facultad de Ingeniería, perteneciente a la Universidad Autónoma de San Luis Potosí y a todas las personas que hacen parte de este, por tener la fortuna de hacer parte de este equipo de trabajo el cual me permitió crecer como Geóloga y me formó como Maestra en Ciencias en Geología Aplicada enfocada en geomorfología y en geomática.

También agradezco a mi asesora Dra. María Cristina Noyola Medrano, por su guía, apoyo, confianza y conocimiento aportado durante el desarrollo de la obtención de este grado y del trabajo de tesis. Así mismo agradezco al Dr. Gerardo de Jesús Aguirre Díaz perteneciente a la UNAM, con sede en Juriquilla, por su co-asesoría, guía, conocimiento aportado, e inclusión a su proyecto CONACYT de ciencia básica No. 240447 “Peligrosidad para México de super-erupciones originadas en Centroamérica: El caso de la Caldera de Ilopango, El Salvador, y su influencia en el declive del Imperio Maya”, del cual surge el proyecto de esta tesis.

Agradezco a mis sinodales Dr. Margarito Tristán, M.C. Jorge Aceves y Dr. Miguel Morales, por sus aportes, correcciones, ayuda y guía para lograr el objetivo del trabajo de tesis y formación como Maestra en Ciencias en Geología Aplicada. Agradezco al Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) de El Salvador por facilitar el modelo digital de elevación de LIDAR sobre el área de estudio de la tesis.

También quiero agradecer a el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) organismo que me apoyó económicamente por medio de la BECA durante todo el tiempo de mi maestría, apoyo que me permitió financiar mi maestría, intercambios y sobrevivir como extranjera en México. Gracias a lo anterior logré cumplir mis metas y mis estudios de maestría en el tiempo propuesto.

Y por último agradezco a la ciudad de San Luis Potosí, lugar que me acogió durante estos dos años de maestría con su diverso clima, ciudadanos, variedad alimenticia y tranquilidad. Así mismo agradezco a México, país que me recibió como residente temporal estudiante para cumplir metas y conocer su diversidad, aún con la dificultad del lento y complicado proceso migratorio que hay en la ciudad de San Luis Potosí, el cual alcanzó a perjudicar el financiamiento total de la beca otorgada por CONACYT. A pesar de lo anterior regreso a Colombia feliz de haber cumplido mis metas en México y de que las puertas quedan abiertas para un posible regreso.

ÍNDICE

RESUMEN	vi
ABSTRACT.....	vii
INTRODUCCIÓN.....	1
I. Justificación.....	2
II. Hipótesis.....	2
III. Objetivos.....	3
IV. Localización	3
V. Generalidades de la República de El Salvador	5
1. LA GEOMÁTICA EN EL ESTUDIO DE LAS CALDERAS VOLCÁNICAS	9
1.1. Caldera	9
1.1.1. Definición	9
1.1.2. Clasificación de calderas	11
1.1.3. Teorías de formación	16
1.1.4. Morfología y geometría de las calderas.....	19
1.3. Técnicas geomáticas	21
1.4. Análisis morfométricos sobre áreas volcánicas	23
2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DE EL SALVADOR Y DE LA CALDERA DE ILOPANGO	24
2.1. Antecedentes sobre la geología general de El Salvador	24
2.2. Antecedentes sobre tectónica regional de El Salvador.....	27
2.3. Geoformas volcánicas y tectónicas principales de El Salvador	28
2.4. Antecedentes de la región central de El Salvador y la Caldera de Ilopango.....	34
2.5. Tectónica local de la región central de El Salvador y la Caldera de Ilopango	40
3. TÉCNICAS DE ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL PARA LA CALDERA DE ILOPANGO	44
3.1. Métodos de interpolación para la construcción de MDE	45
3.2. Obtención de parteaguas para delimitar geoformas volcánicas	49
3.3. Parámetros morfométricos derivados de un MDE	50
3.4. Rasgos morfométricos derivados de un MDE.....	55
3.5. Sombreado	57
3.6. Determinación de lineamientos.....	59
4. RELACIÓN ENTRE LA FORMA Y ESTRUCTURA DE LA CALDERA DE ILOPANGO.....	63
4.1. Topografía de la Caldera de Ilopango	63

4.2. Nuevo límite topográfico de la Caldera de Ilopango	68
4.3. Parámetros y rasgos morfométricos de la Caldera de Ilopango	71
4.4. Datos morfométricos de la Caldera de Ilopango	74
4.5. Determinación y delimitación de lineamientos, fallas, colapsos y domos	79
5. DISCUSIÓN GENERAL SOBRE LOS RASGOS Y PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS CON LA TECTÓNICA DE LA CALDERA DE ILOPANGO	86
5.1. El método de interpolación para el MDE del Lago de Ilopango.....	86
5.2. Límite topográfico, forma e información cuantitativa de la Caldera de Ilopango	89
5.3. Análisis de parámetros y rasgos morfométricos.....	91
5.4. Colapsos, domos y lineamientos.....	92
CONCLUSIONES	95
REFERENCIAS.....	96
ANEXOS	101

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la Caldera de Ilopango	4
Figura 2. Hidrología de El Salvador.	7
Figura 3. Volcanes activos de El Salvador.	8
Figura 4. Tipos de colapso.	13
Figura 5. Estilos de colapso.....	15
Figura 6. Clasificación de caldera con los posibles estilos de colapso.....	16
Figura 7. Etapas de formación de calderas.....	19
Figura 8. Principales estructuras y elementos morfológicos de las calderas definidas..	19
Figura 9. Mapa geológico de la República de El Salvador.....	26
Figura 10. Modelo diagramático de la posible geometría de las fallas del frente de arco y de tectónica regional de El Salvador y Nicaragua.	28
Figura 11. Marco tectónico de América Central.....	29
Figura 12. Falla de rumbo dextral San Vicente.....	31
Figura 13. Fallas normales	31
Figura 14. Estratovolcán San Vicente	32
Figura 15. Caldera de Coatepeque.	32
Figura 16. Domos asociados a la Caldera de Ilopango.....	33
Figura 17. Maares.....	33
Figura 18. Perfiles estratigráficos de las subunidades de la unidad TBJ	36
Figura 19. Sección vertical de la parte SW de la Caldera de Ilopango.....	37
Figura 20. Mapa geológico de la Caldera de Ilopango.....	39
Figura 21. Subdivisión de la Zona de Falla de El Salvador.....	42
Figura 22. Fases de evolución de la ZFES.....	43
Figura 23. Carta Batimétrica del Lago de Ilopango.....	46
Figura 24. Diagrama de metodología de la generación del MDEc.....	49
Figura 25. Diagrama de metodología para generar el límite topográfico de la Caldera de Ilopango.....	50
Figura 26. Conjunto de celdas agrupadas 3x3.....	51
Figura 27. Direcciones de orientación con los respectivos colores que son asignados a las celdas para identificar el aspecto.....	52
Figura 28. Conjunto de celdas agrupadas 3x3.	52
Figura 29. Diagrama de la superficie compuesta representando la curvatura teniendo en cuenta la elevación de las celdas.....	53
Figura 30. Bloque diagrama de la representación de la curvatura.	54
Figura 31. Extracción de parámetros morfométricos en la Caldera de Ilopango.....	55
Figura 32. Extracción de rasgos morfométricos en la Caldera de Ilopango.	57
Figura 33. Procedimiento para obtener el sombreado del MDEc.....	58
Figura 34. Sombreado del MDEc de 5m, con luz del sol ubicada a 45° de altitud.....	60
Figura 35. Delimitación de lineamientos y escarpes usando parámetros y rasgos morfométricos.	61
Figura 36. Metodología de la determinación de lineamientos y fallamiento sobre el área de la Caldera de Ilopango.....	62
Figura 37. Histograma de frecuencias de los datos topográficos sobre la Caldera de Ilopango.....	63
Figura 38. Análisis de tendencia sobre los datos topográficos de la Caldera de Ilopango.	64
Figura 39. Semivariograma del conjunto de datos topográficos de la Caldera de Ilopango.	64

Figura 40. Raster del modelo de predicción topografía del interior del Lago de Ilopango a partir de la técnica de <i>Kriging</i> simple.....	65
Figura 41. MDEc del área de la Caldera de Ilopango.	66
Figura 42. Evaluación del MDEc del área de la Caldera de Ilopango	67
Figura 43. Cuencas cuyos afluentes llegan al interior de la caldera.....	68
Figura 44. Primer límite topográfico de la Caldera a partir del parteaguas	69
Figura 45. Delimitación de estructuras no asociadas a la caldera	69
Figura 46. Limite topográfico final de la Caldera de Ilopango.....	70
Figura 47. Mapa de pendiente de la Caldera de Ilopango.	71
Figura 48. Mapa de curvatura de la Caldera de Ilopango.....	72
Figura 49. Mapa de aspecto de la Caldera de Ilopango.	73
Figura 50. Mapa de canales de la Caldera de Ilopango.....	73
Figura 51. Mapa de crestas de la Caldera de Ilopango.....	74
Figura 52. Representación de la forma y datos cuantitativos del Lago de Ilopango.....	75
Figura 53. Representación de la forma y datos cuantitativos de la Caldera de Ilopango	75
Figura 54. Perfil A-A'.....	77
Figura 55. Perfil B-B'.....	78
Figura 56. Mapa de lineamientos identificados sobre el área de la Caldera de Ilopango.	80
Figura 57. Mapa de lineamientos e inferencia de la forma poligonal de la Caldera de Ilopango.....	81
Figura 58. Estructura poligonal que muestra la Falla de San Vicente desplazando la estructura volcánica.	81
Figura 59. Mapa de escarpes sobre el área de la Caldera de Ilopango.....	83
Figura 60. Mapa de extrapolación de los lineamientos NW sobre la Caldera de Ilopango.	84
Figura 61. Mapa de colapsos sectoriales (deslizamiento) sobre la Caldera de Ilopango.	85
Figura 62. Mapa de domos sobre la Caldera de Ilopango. Modificado de Hernández (2015).....	85
Figura 63. Comparación de estadísticas de validación y gráficos de los diferentes tipos de interpolación usados.....	86

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Volcanes con erupciones conocidas.....	6
Tabla 2. Volcanes activos que presentan actividad sísmica, fumarólica y fuentes termales, pero no se conoce registro histórico de erupciones..	6
Tabla 3. Clasificación de calderas	12
Tabla 4. Estratigrafía de la Caldera de Ilopango y correlación entre la nomenclatura usada por los diferentes autores.....	35
Tabla 5. Principales características de las erupciones TB4 a la TBJ.....	38
Tabla 6. Clasificación de pendientes.....	51
Tabla 7. Descripción de los rasgos morfométricos con sus segundas derivadas.....	56
Tabla 8. Datos cuantitativos extraídos del MDEc para la caldera y el Lago de Ilopango	76
Tabla 9. Media del error estandarizado más cercana al cero.....	88
Tabla 10. La Media cuadrática más pequeña.....	88
Tabla 11. La Media Cuadrática estandarizada más cercana al 1	88
Tabla 12. El Error estándar promedio más cercano a la Media cuadrática.	88
Tabla 13. Comparación de los datos cuantitativos obtenidos por el MDEc.....	90
Tabla 14. Valores de altitud y azimut de la orientación de un foco de luz (el Sol)	92

RESUMEN

La escasa información geomorfológica de la Caldera de Ilopango, ubicada al oriente de San Salvador (capital de la República de El Salvador), no ha permitido establecer un vínculo entre las diferentes formas volcánicas observadas y los mecanismos tectono-estructurales, los cuales pueden proporcionar las bases para establecer el mecanismo que pudo haber dado paso a la formación de la caldera. Por lo tanto, este trabajo pretende contribuir con la caracterización cuantitativa y cualitativa de las geoformas volcánicas y estructurales de la Caldera de Ilopango ubicadas al interior y proximidades de ésta a partir del tratamiento y análisis de Modelos Digitales de Elevación (MDE).

El material utilizado en este trabajo son dos MDE generados por tecnología LIDAR (*Light Intensity Detection and Ranging*), con una resolución espacial de 1 y 5 m, y datos batimétricos del Lago de Ilopango. Con este material se extrajo el límite topográfico de la caldera, los parámetros morfométricos (pendiente, curvatura y aspecto) y los rasgos morfométricos (crestas y canales). A partir de los anteriores se delimitó los colapsos debido a los deslizamientos en masa, domos, lineamientos y escarpes asociados a fallamiento, además de obtener datos morfométricos (área, perímetro, cota máxima y mínima, altitud y pendiente promedio, entre otros).

Los resultados obtenidos permiten concluir que la Caldera de Ilopango presenta una forma poligonal relacionada directamente con el control estructural y cuya forma ha podido ser producto del desplazamiento de la falla de rumbo dextral de San Vicente, cuya orientación es E-W, y la cual ha desplazado aproximadamente 2 km la caldera hacia el oriente. Por otra parte, los lineamientos, escarpes y domos presentan una orientación preferente hacia el NW-SE asociadas a posibles fallas extensionales. Además, la diferencia de distintas geoformas semicirculares permitió definir el posible control geomorfológico de diferentes eventos caldéricos sobre la Caldera de Ilopango; aún así es posible establecer que la tectónica influye directamente sobre la geometría de la Caldera de Ilopango, y por lo tanto pudo haber sido la precursora de ésta.

Palabras clave: Centroamérica, volcanes, MDE, análisis morfométrico, Caldera de colapso.

ABSTRACT

The limited geomorphological information of the Ilopango Caldera located at east of San Salvador (Capital of the Republic of El Salvador), has not allowed to establish a link between different volcanic forms observed and tectonic-structural mechanisms, which can provide the bases to establish the mechanism that could have given way to the formation of the caldera. Therefore, this work aims to contribute quantitative and qualitative characterization of the volcanic and structural geofoms of the Ilopango Caldera located in and near of this, based on the treatment and analysis of Digital Elevation Models (DEM).

The material used in this work are two DEM generated by LIDAR (*Light Intensity Detection and Ranging*) technology, with a spatial resolution of 1 and 5 meters, and bathymetric data from Lake Ilopango. With this material topographic boundary of the caldera, morphometric parameters (slope, curvature and aspect) and morphometric features (ridges and channels) was extracted. From the previous ones, gravitational collapses of landslides, domes, lineaments and escarpments associated with faulting were delimited, in addition was obtaining morphometric data (area, perimeter, maximum and minimum height, altitude and average slope, among others).

The results obtained allow us to conclude that the Ilopango Caldera presents a polygonal form directly related to the structural control and whose shape may have been the product of the displacement of the strike-slip fault of San Vicente, whose orientation is E-W, and which has displaced approximately 2 km the caldera towards the east. On the other hand, the lineaments, escarpments and domes have a preferential orientation towards NW-SE associated with possible extensional faults. In addition, the difference of different semicircular geofoms allowed explaining the possible geomorphological control of different caldera events on the Ilopango Caldera; even so it is possible to establish that tectonics directly influences the geometry of the Ilopango Caldera, and therefore could have been the precursor of it.

Key words: Central America, volcanoes, DEM, morphometric analysis, Caldera collapse.

INTRODUCCIÓN

Las imágenes satelitales ópticas, de radar y los Modelos Digitales de Elevación (MDE) son productos geomáticos obtenidos a partir de diferentes técnicas y metodologías de adquisición, las cuales desde su existencia han dado lugar a diversos y variados análisis, cuyos resultados permiten evaluar cualitativa y cuantitativamente las características propias del terreno (estructura, composición, origen, entre otros). Por lo tanto, a través de la aplicación de técnicas de la geomática en el análisis geomorfológico se ha podido determinar y analizar las estructuras volcánicas y tectónicas que han modelado el terreno (Toutin, 2008; Cheng *et al.*, 2016; Del Soldato *et al.*, 2018).

La Caldera de Ilopango está ubicada al oriente de San Salvador (capital de la República de El Salvador), y hace parte del arco volcánico de Centroamérica. Actualmente ésta se encuentra ocupada por un lago cuyo tamaño es de 12 x 7 km, motivo por el cual lo hace muy turístico. Así como es llamativo turísticamente lo es científicamente ya que esta caldera ha presentado actividad volcánica desde el periodo Cuaternario hasta la actualidad, en donde la última erupción pudo haber sido la precursora del colapso demográfico y económico a gran escala en todo el sur del Imperio Maya (Dull *et al.*, 2001), y su última actividad volcánica fue la efusión de un domo en el centro de la caldera, entre los años 1879 y 1880. Por lo anterior, ésta se encuentra activa y es capaz de producir grandes erupciones en el futuro (Mann *et al.*, 2004, Aguirre-Díaz *et al.*, 2016a, Saxby *et al.*, 2016).

De la mano con la actividad volcánica, se encuentra la amplia actividad tectónica de la región de El Salvador, la cual tiene su origen debido a la interacción entre la placa de Cocos, la placa Caribe y la placa norteamericana. La margen convergente entre las dos primeras dio origen al arco volcánico de Centroamérica, pero la interacción entre las dos últimas generó un sistema transtensional en la placa del Caribe donde se encuentra la República de El Salvador. Por lo anterior la región donde se encuentra la caldera presenta un sistema estructural complejo que ha afectado en los últimos años a El Salvador con diferentes eventos sísmicos; un ejemplo es el sismo superficial de 6.6 Mw del 13 de febrero del 2001 que se presentó a lo largo de una falla de rumbo dextral (Falla San Vicente) en el segmento de San Vicente (desde la Caldera de Ilopango hasta las laderas del Volcán San Vicente), el cual generó daños significativos en la infraestructura del país y causó numerosas muertes (Canora *et al.*, 2010).

Las rocas no consolidadas y un relieve dinámico de arco volcánico activo junto con periodos fuertes de lluvias y huracanes, permiten la formación de procesos exógenos (erosión, movimientos en masa e inundaciones), y desastres desde ordenes pequeños hasta catástrofes grandes como terremotos, erupciones volcánicas, lahares, deslizamientos, erosión e inundaciones, todos ellos responsables de bastantes pérdidas de vida, propiedades y desarrollo económico en la República de El Salvador (Lexa *et al.*, 2011).

En el caso específico de la Caldera de Ilopango, la aplicación de algunas técnicas de la geomática han sido utilizadas para el cálculo de volúmenes de material volcánico sin drenar a partir de MDE, así como la delimitación de zonas de peligrosidad a partir de los resultados del volumen de material volcánico emitido durante la erupción que dio origen a la ignimbrita de Tierra Blanca Joven (Hernández-Hernández, 2017). Por otra parte, el trabajo de Noyola-Medrano *et al.* (2016) demuestra la utilidad del uso de los MDE para el análisis geoespacial de la Caldera de Ilopango y establece la diferencia de exactitud que se puede lograr dependiendo del método que da origen al MDE y de su resolución espacial. Considerando la información que existe sobre la Caldera de Ilopango y los procedimientos geomáticos que se han generado para el estudio de la misma, en este trabajo se reporta el uso y análisis de MDE de 1 y 5 m de resolución espacial, generados por tecnología LIDAR (*Light Intensity Detection and Ranging*), así como la generación de un *raster* batimétrico a partir de datos de batimetría obtenidos *in situ* por Sánchez-Esquivel (2016), con la finalidad de extraer información de rasgos y parámetros morfométricos que puedan ayudar a comprender mejor la tectónica de la Caldera de Ilopango, aspectos que permiten dar idea de la posible formación de esta impresionante estructura volcánica e incidir en el análisis de zonas de riesgo geológico.

I. Justificación

La escasa información geomorfológica de la Caldera de Ilopango no ha permitido establecer un vínculo entre las diferentes formas volcánicas observadas y los mecanismos tectono-estructurales, los cuales pueden proporcionar las bases para establecer el mecanismo que pudo haber dado paso a la formación de la caldera. Por lo tanto, este trabajo pretende contribuir con la caracterización cuantitativa y cualitativa de las geoformas volcánicas y estructurales de la Caldera de Ilopango ubicadas al interior y proximidades de ésta. Así mismo este trabajo generará información geoespacial digital para complementar los resultados obtenidos en el proyecto CONACYT de ciencia básica No. 240447 titulado “Peligrosidad para México de super-erupciones originadas en Centroamérica: El caso de la caldera de Ilopango, El Salvador y su influencia en el declive del Imperio Maya”.

II. Hipótesis

Los análisis geomorfológicos permiten explicar y establecer el origen de los diferentes rasgos del relieve tanto en la Tierra como en otros planetas, de tal manera que la forma que actualmente presenta la Caldera de Ilopango está íntimamente relacionada con el sistema estructural generado por la tectónica regional en El Salvador, y así mismo refleja su proceso de formación.

Y, el uso de la geomática permite extraer datos cuantitativos y cualitativos de las geoformas, la geología y los rasgos estructurales de la caldera. Estos datos podrán ayudar a explicar en parte, el origen de esta estructura volcánica.

III. Objetivos

Objetivo General

Determinar y cuantificar la geometría del cráter de la Caldera de Ilopango y de las estructuras volcánicas y tectónicas asociadas mediante el análisis geomorfológico a partir del procesamiento digital de MDE-LIDAR y de datos batimétricos.

Objetivos Particulares

1. Analizar datos batimétricos del Lago de Ilopango para obtener la topografía interna de la caldera.
2. Analizar datos LIDAR y datos batimétricos para extraer el límite topográfico y los datos morfométricos de la caldera.
3. Extraer y analizar rasgos y parámetros morfométricos a partir de los MDE-LIDAR y batimetría.
4. Delimitar e identificar lineamientos, escarpes y desplazamientos de los rasgos estructurales de la caldera.
5. Identificar los domos internos de la caldera, y relacionar la posible tendencia estructural entre estos mediante MDE-LIDAR y batimetría.
6. Relacionar los rasgos morfoestructurales con el origen, la estructura y tectónica de la Caldera de Ilopango.

IV. Localización

La Caldera de Ilopango se encuentra ubicada al oriente de San Salvador (capital de la República El Salvador; Figura 1). En su interior se encuentra un cuerpo de agua conocido como el Lago de Ilopango, cuyo diámetro mayor de aproximadamente 12 km. La Caldera de Ilopango forma parte del arco volcánico de Centroamérica que se extiende de Guatemala a Costa Rica a lo largo del margen activo de pacífico, asociado a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe, las cuales convergen a una velocidad de 70-80 mm/año con un componente oblicuo (Canora *et al.*, 2010; Figura 11).

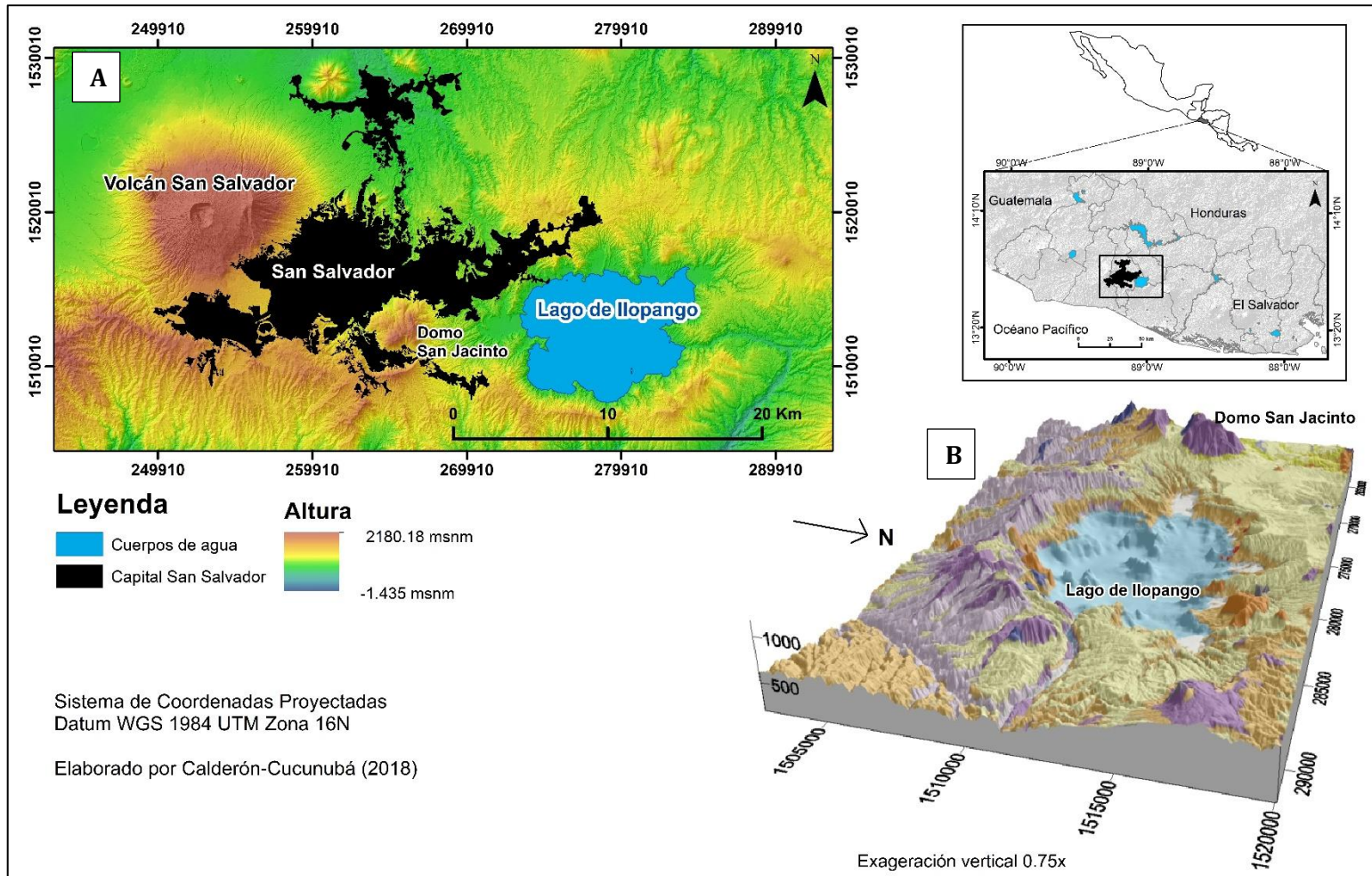


Figura 1. Localización de la Caldera de Ilopango. **A.** Mapa del área de la Caldera de Ilopango. **B.** Bloque 3D del área de la Caldera de Ilopango.

V. Generalidades de la República de El Salvador

Ubicado en Centroamérica, El Salvador se encuentra limitando al norte y al oriente con Honduras, al poniente con Guatemala y al sur con el Océano Pacífico. Tiene una superficie de 21.040 km² la cual está dividida en 14 departamentos agrupados en tres zonas: oriental, central y occidental, y en el cual habitan 6.520.675 personas (Oficina de Información Diplomática, 2017).

La República de El Salvador tienen un total de 59 cuerpos de agua en los que se encuentran incluidos lagos, lagunas, embalses, manglares y esteros, y 360 ríos que son considerados de importancia, los cuales están agrupados en diez regiones hidrográficas, donde la más importante es la cuenca de Río Lempa; pero lo más curioso es que es el único país de Centroamérica cuyas vertientes drenan totalmente hacia el Océano Pacífico (Oficina de Información Diplomática, 2017; Figura 2).

En el país hay dos cadenas montañosas que atraviesan el país de este a oeste, una se localiza en la parte sur y es paralela al Océano Pacífico, mientras que la otra cadena se encuentra más al norte. En esta última se encuentran volcanes de edades mayores a dos millones de años, los cuales actualmente están inactivos; además en esta misma se localiza El Pital, el pico más alto del país con 2730 m de altura (Oficina de Información Diplomática, 2017; Figura 3). Y en la cadena más sur se encuentran los volcanes con edades menores a los dos millones de años, los cuales son aproximadamente 50 volcanes, y dentro de estos 23 han sido clasificados como activos incluyendo la Caldera de Ilopango (Demetrio-Escobar, 2002; Tabla 1, Tabla 2 y Figura 3).

La República de El Salvador, está sujeto a frecuentes erupciones volcánicas y sismos de origen volcánico y tectónico, que afectan a grandes grupos poblacionales, generando impacto en su economía (Oficina de Información Diplomática, 2017). La erupción más reciente de ceniza y gases tóxicos fue la del volcán Chaparrastique, en San Miguel, en diciembre del 2013, y entre 1573 y 2001 ha habido un total de 55 terremotos (Oficina de Información Diplomática, 2017).

Tabla 1. Volcanes con erupciones conocidas. Modificado de Demetrio-Escobar (2002).

No.	Volcán	Altura (msnm)	Tipo de volcán	Tipo de roca predominante	Localización	Última erupción
1	Santa Ana	2,382	Estrato volcán	Basalto de olivino y piroxeno	Santa Ana	1904
2	Izalco	1,965	Estrato volcán	Basalto de olivino y augita	Sonsonate	1966
3	San Marcelino	1,480	Cono de escorias	Basalto de olivino y augita	Sonsonate	1722
4	San Salvador	1,850	Estrato volcán	Basalto y andesita	San Salvador	1917
5	El Playón	660	Cono de escorias	Basalto de olivino y augita	San Salvador	1658-1659
6	Islas Quemadas	450	Domo de lava	Dacita y Horblendita	San Salvador	1879-1880
6	Ilopango	438	Caldera	Dacita, Pómez	San Salvador	429 d.C.
7	San Miguel	2,130	Estrato volcán	Basalto de olivino y augita	San Miguel	1976
8	Conchagüita	550	Estrato volcán	Basalto	Isla del Golfo de Fonseca	1892

Tabla 2. Volcanes activos que presentan actividad sísmica, fumarólica y fuentes termales, pero no se conoce registro histórico de erupciones. Modificado de Demetrio-Escobar (2002).

No.	Volcán	Altura (msnm)	Tipo de volcán	Tipo de roca predominante	Localización
9	Caldera de Coatepeque	746	Caldera	Andesita Piroxeno	Santa Ana
10	San Vicente	2,173	Estrato volcán	Andesita Piroxeno	San Vicente
11	Tecapa	1,592	Estrato volcán	Basalto de Olivino	Usulután
12	Conchagua	1,250	Estrato volcán	Andesita Hiperstena	La Unión
13	Cuyanausul	1,840	Estrato volcán	Basalto y Andesita	Ahuachapán
14	Laguna Seca El Pacayal (Chinamenca)	1,200	Estrato volcán	Basalto y Andesita	San Miguel
15	Limbo (Ojo de Agua)	1,373	Cono de escorias	Basalto-Andesita	San Miguel
16	Cerro las Ramas	1,958	Estrato volcán	Basalto de Olivino	Sonsonate
17	Laguna Verde	1,829	Estrato volcán	Basalto de Olivino	Ahuachapán
18	Chingo	1,777	Estrato volcán	Basalto y Andesita	Santa Ana
19	Cerro de las Ninfas	1,760	Estrato volcán	Basalto de Olivino	Ahuachapán
20	Cerro de los Naranjos	1,960	Estrato volcán	Basalto de Olivino	Sonsonate
21	Cerro Chambala	600	Estrato volcán	Basalto	San Miguel
22	Volcán de Usulután	1,450	Estrato volcán	Basalto	Usulután
23	Cerro de Taburete	1,172	Estrato volcán	Basalto de Olivino y Andesita	Usulután

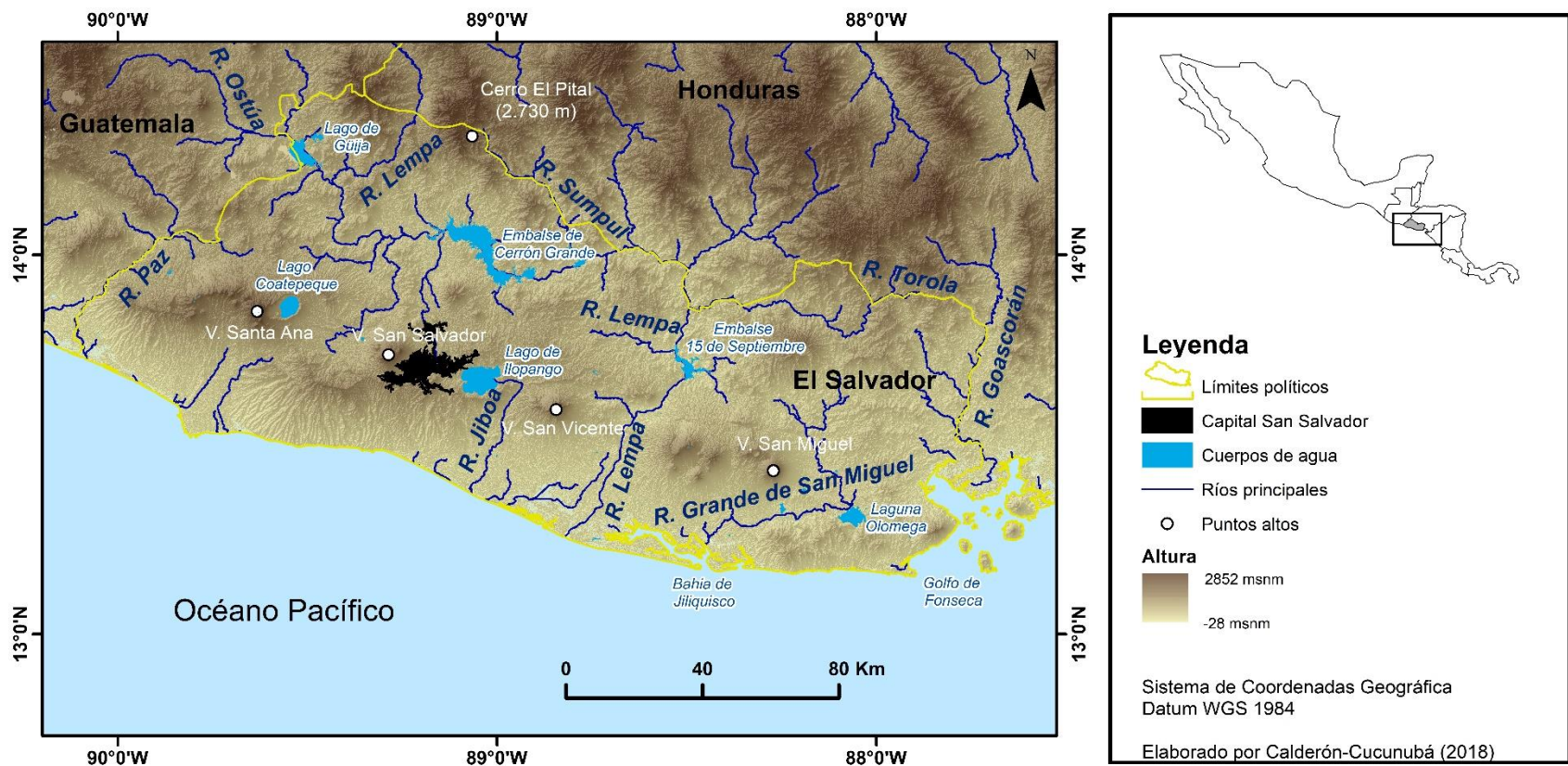


Figura 2. Hidrología de El Salvador. Modificado de MARN (2011).

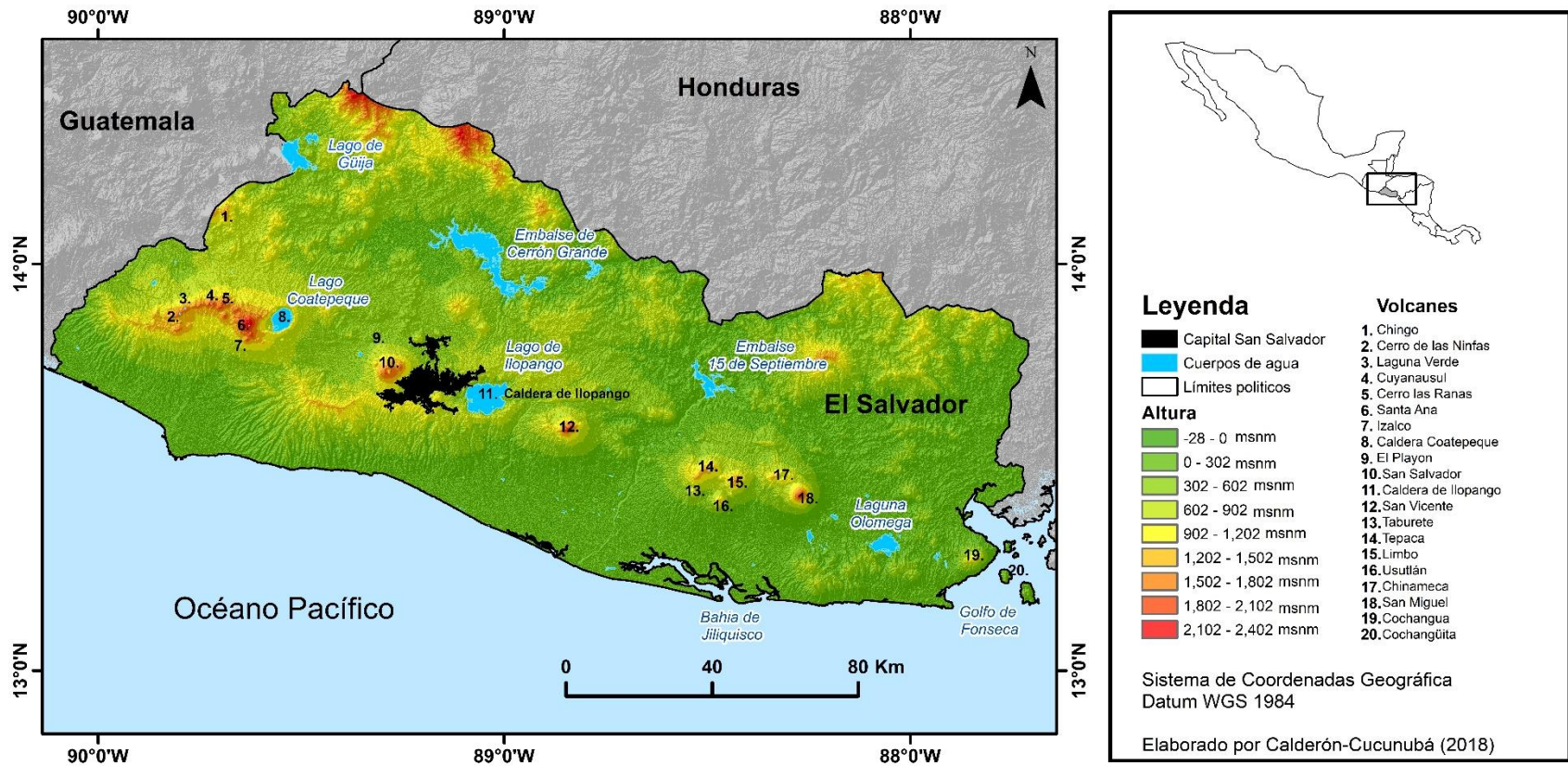


Figura 3. Volcanes activos de El Salvador. Modificado de SNET (2011).

1. LA GEOMÁTICA EN EL ESTUDIO DE LAS CALDERAS VOLCÁNICAS

1.1. Caldera

1.1.1. Definición

Diferentes autores han definido a las calderas de acuerdo con sus estudios. En la Enciclopedia de Volcanes (Lipman, 2000), en el capítulo de calderas las define como *“una gran depresión volcánica, más o menos de forma circular, cuyo diámetro excede en gran medida al de cualquier depresión volcánica incluido conductos volcánicos”*, también indica que en general las calderas son formadas por el colapso del techo de un magma reservorio superficial, y la formación de estas se encuentra acompañado de grandes volúmenes de material magmático. Así mismo define como calderas pequeñas aquellas cuyo diámetro es menor a 5 km asociada a erupciones de lava en las crestas de volcanes andesíticos y basálticos, mientras que las calderas grandes que alcanzan como máximo los 75 km de dimensión han sido formadas por erupciones de grandes volúmenes de ignimbritas. Por lo tanto, Lipman define que *“en general, el diámetro de las calderas incrementa en proporción con el volumen asociado a la erupción”*.

Posteriormente Mougini-Mark y Rowland (2001) definen a las calderas terrestres como *“depresiones mayores a 1 km a lo largo de la forma debido al colapso gravitacional en un complejo de almacenamiento de magma evacuado o parcialmente evacuado (cámara magmática)”*, así mismo hacen diferencia con las calderas *“pit craters”* cuyo diámetro es menor a 1 km, y las cuales son formadas por el colapso dentro de un conducto de magma en la zona de las fracturas profundas (Walker, 1988) o por explosiones superficiales generadas por el ascenso del magma (MacDonald, 1973); y definen a las calderas de colapso de otros planetas como *“depresiones que tienen un diámetro mayor a 10 km”*.

Cole *et al.* (2005) sugiere una terminología que indica la preservación y complejidad de las calderas:

Caldera: *“estructura volcánica generalmente grande, la cual es principalmente el resultado del colapso o subsidencia de la parte superior de una cámara magmática durante o inmediatamente después de la actividad eruptiva”*.

Complejo Caldérico: *“calderas anidadas o superpuestas espacialmente y estructuralmente asociadas de diferentes edades, como las estructuras generalmente se conservan de forma deficiente o incompleta, las ignimbritas deben asignarse solo sobre la base de criterios vulcanológicos”*.

Cauldron: “caldera erosionada en la cual la mayoría del acompañamiento eruptivo de las calderas de colapso ha sido removida por la erosión, y donde las unidades sedimentarias o volcánicas antiguas bajo el suelo de la caldera están ahora expuestas”.

Estructura en anillo: “una cámara magmática o cámaras expuestas por la profunda erosión (generalmente mayor a 2km) debajo de una estructura caldérica definida”.

Así mismo Acocella (2007) define las calderas de colapso como “depresiones subcirculares en áreas volcánicas, cuyo diámetro es considerado más grande que los conductos explosivos o cráteres, posiblemente alcanzando decenas de kilómetros; así mismo las calderas pueden ser caracterizadas por una variable cantidad de subsidencia desde los pocos metros hasta pocos kilómetros. Su forma puede ser subcircular a elíptica (comúnmente) reflejando la posible influencia del control tectónico. Las calderas son formadas bajo varias condiciones tectono-magmáticas como volcanismo félsico de arco, máfico y félsico oceánico, continental divergente, ambiente félsico de strike-slip y máfico de hot-spot. De acuerdo con esta variabilidad, existe la tendencia de que las erupciones explosivas félsicas están relacionadas a la formación de calderas de corto tiempo (horas a días) desencadenate de eventos catastróficos, y al contrario con las calderas formadas por la efusión de actividad máfica usualmente son formadas en un lapso más largo (días a años)”.

Y Merle et al. (2010) propone la siguiente definición: “una caldera es una gran depresión circular de piso plano delimitada por taludes verticales que pueden truncar horizontalmente la parte superior de un volcán”.

De las anteriores definiciones se logra concluir que “la caldera es una depresión volcánica subcircular a elíptica (comúnmente) que refleja la posiblemente influencia del control tectónico (Acocella, 2007) y cuyo piso es relativamente plano delimitado por fallas verticales (Merle et al., 2010). Las dimensiones de una caldera debido al colapso gravitacional pueden ser mayor a 1 km en el planeta Tierra y mayor a 10 km en otros planetas, pero las calderas “pit craters” debidas al colapso dentro de un conducto de magma en un edificio volcánico son menores a 1km (Mouginis-Mark y Rowland, 2001). Las calderas se caracterizan por una variable cantidad de subsidencia desde pocos metros hasta pocos kilómetros (Acocella, 2007); éste colapso gravitacional es debido a la subsidencia del techo de un magma reservorio superficial por la evacuación total o parcial de magma dentro de la cámara magmática (Mouginis-Mark y Rowland, 2001), durante o inmediatamente después de la actividad eruptiva (Cole et al., 2005).

Las calderas comúnmente se encuentran acompañadas por volúmenes grandes de material magmático y en general, el diámetro de estas incrementa en proporción con el volumen asociado a la erupción (Lipman, 2000). Las calderas son formadas bajo varias condiciones tectono-magmáticas y de acuerdo con esta variabilidad, existe la tendencia de que las erupciones explosivas félsicas están relacionadas a la formación de calderas de corto tiempo (horas a días) desencadenate de eventos catastróficos, y al contrario con las calderas formadas por la efusión de actividad máfica las cuales son formadas en un lapso más largo (días a años; Acocella, 2007)”.

1.1.2. Clasificación de calderas

A lo largo de los estudios enfocados a las calderas de colapso, se han realizado muchos intentos para clasificarlas de acuerdo con sus similitudes en uno o varios aspectos. Uno de los primeros en resumir la clasificación usada durante la primera parte del siglo 20 fue Williams (1941) quien generó una clasificación de acuerdo con los diferentes tipos de eventos volcánicos combinando muchas características morfológicas y estructurales contrastantes, incluyendo el uso de ejemplos de campo como subtipos de caldera (Cole *et al.*, 2005 y Poppe, 2012). Posteriormente por la redefinición del término de calderas como a una “gran depresión de colapso”, Williams y McBirney (1979) dejaron solo la clasificación de colapso propuesta por Williams (1941) en cuya modificación incluyeron nuevos ejemplos de campo, y descartaron otros (Cole *et al.*, 2005).

Sin embargo, los estudios sobre calderas siguieron ampliándose y los nuevos datos disponibles sobre calderas mostraron una amplia gama de características como respuesta al proceso de colapso, tales como la morfología de la estructura o del proceso de subsidencia, características que no se tenían en cuenta en la anterior clasificación, la cual se basaba solo en el área de yacimiento y el volumen de la erupción con ejemplos de campo encasillarlos o clasificados en tipos bien definidos (Cole *et al.*, 2005 y Poppe, 2012). Esto llevó a Lipman *et al.* (1997, 2000) a establecer una clasificación más realista, reconociendo una amplia gama de características asociadas con las estructuras, dividiéndolos en *Pistón*, *Trampada*, *Hundimiento*, *Despedazado* y *Embudo* (Figura 5). Pero incluso esta clasificación es restrictiva ya que muchas calderas tienen morfologías que pueden atribuirse a más de un proceso de colapso y / o estilo estructural. (Cole *et al.*, 2005).

La nueva clasificación propuesta por Lipman *et al.* (1997, 2000) fue reconfirmada por Cole *et al.* (2005), quien además sugirió distinguir entre las calderas bien definidas y estructuras erosionadas más antiguas, definiendo, *Caldera*, *Complejo Caldérico*, *Cauldron* y *Estructura en anillo*, lo que permitiría indicar la preservación y complejidad de la caldera (ver más atrás 1.1.1.).

Aun así, mencionó que el método más simple para agrupar las calderas es por medio de su composición dominante, tales como calderas "Basáltica", "Peralcalina", "Andesítica-dacítica" y "riolítica", pero que esta no pretendía ser una clasificación, ya que muchas calderas pueden contener más de un tipo eruptivo. Sin embargo, la nomenclatura se utiliza en casos en que los procesos de colapso no son claros o en estudios centrados en un grupo de calderas con una composición eruptiva promedio común (Poppe, 2012).

A pesar de que Roche *et al.* (2000) estuviera de acuerdo con la clasificación de Lipman *et al.* (1997, 2000), este realiza unos arreglos a la clasificación (Tabla 3 y Figura 5). Más adelante Aguirre-Díaz (2008) propone la existencia de tres tipos de calderas definidos como: *Calderas de cima*, *Calderas clásicas* y *Calderas tipo graben* (Figura 4), los cuales pueden generarse por los diferentes estilos de colapso teniendo en cuenta la clasificación de Lipman *et al.* (1997), definidos como *Colapso tipo pistón*, *Colapso tipo trampada* y *Colapso tipo despedazado*. La relación entre el tipo de caldera y estilo de colapso se resumen en la Figura 6.

Por último, se deduce que la geometría de las calderas está relacionada con el tamaño de la erupción, la profundidad y el ancho de la cámara magmática. Los diferentes tipos de clasificación propuestos por los anteriores autores se resume en la Tabla 3.

Tabla 3. Clasificación de calderas modificado de Cole *et al.* (2005) y Poppe (2012)

Williams (1941)	Williams y McBirney (1979)	Lipman (1997, 2000)	Roche <i>et al.</i> (2000)	Cole <i>et al.</i> (2005)	Aguirre (2008)
<u>Explosión</u>					
<u>Colapso</u>				<u>Caldera</u>	<u>Calderas clásicas</u>
Krakatoa	<u>Krakatoa</u>	<u>Pistón</u>	<u>Pistón</u> Fallas hacia el interior Fallas hacia el exterior	Pistón	Pistón
	<u>Valles</u>	<u>Trampada</u>	Trampada	Trampada	Trampada
Kilauea	<u>Hawaiiano</u>	<u>Despedazado</u>	<u>Despedazado</u>	Despedazado	Despedazado
Glen Coe	<u>Katmai</u>	<u>Hundimiento</u>	<u>Hundimiento</u>	Hundimiento	
Katmai	<u>Galapagos</u>	<u>Embudo</u>	<u>Embudo</u>	Embudo	
Diverso	<u>Atitlán</u>				
Criptovolcánico	<u>Masaya</u>				
<u>Erosión</u>				<u>Cauldron</u>	
<u>Graben volcánico</u>					<u>Calderas tipo graben</u> <u>Calderas de cima</u>
Cima					
Sector					
<u>Conductos volcánicos o canales de fisura</u>				<u>Estructura en anillo</u>	
<u>Principales depresiones volcano-tectónicas</u>					

Tipos de calderas

Existen diferentes tipos de calderas de colapso que han sido propuestos y clasificados por Aguirre-Díaz (2008):

Calderas de cima (*Summit calderas*): estos se forman en la cima de grandes volcanes y están relacionados con productos piroclásticos de pequeño volumen (Figura 4A). El ejemplo típico es “*Crater Lake*” en EUA, y “*Ceboruco*” en Nayarit, México.

Calderas clásicas (*Classic calderas*): tienen forma semicircular a irregular de varios kilómetros de diámetro relacionados a grandes volúmenes de productos piroclásticos (Figura 4B). Estas calderas suelen comenzar generalmente con una caída de pómez, seguido de grandes flujos piroclásticos que forman ignimbritas. Los ejemplos característicos son “*Yellowstone*” en EUA, “*Campi Flegrei*” en Italia, y “*Los Humeros*” en México.

Calderas tipo graben (*Graben caldera*): son estructuras explosivas de colapso volcánico-tectónico producto de erupciones de gran volumen que forman ignimbrita. Estas erupciones ocurren a lo largo de varios conductos controlados por fisuras a lo largo de las fallas principales del graben, y de los bloques intra-graben causando el colapso de todo el graben o de un sector de este (Figura 4C). Algunos ejemplos son “*Taupo*” en Nueva Zelanda y “*La Pacana*” en Chile.

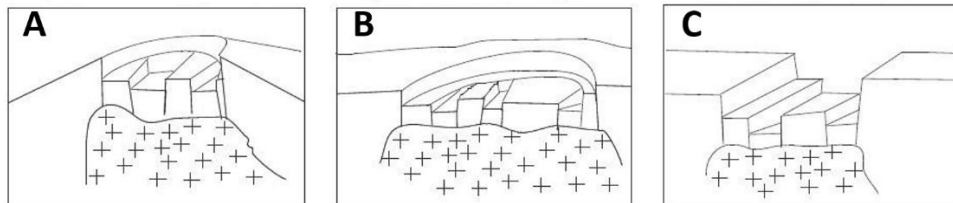


Figura 4. Tipos de colapso. **A.** Caldera tipo cima. **B.** Caldera clásica. **C.** Caldera tipo graben. Modificado de Aguirre-Díaz (2008).

Estilos de colapso.

Roche *et al.* (2000) propone un nuevo orden a la clasificación de estilos de colapso propuesta por Lipman *et al.* (1997, 2000):

Colapso tipo pistón (*Plate*): el mecanismo de colapso se da por la subsidencia de un bloque coherente, más o menos cilíndrico (pistón/placa), a lo largo de una o más fallas anulares bien definidas. El diámetro de las calderas cuyo estilo de colapso ha sido interpretado como tipo pistón suele ser menor a 10 km, pero a veces sobrepasa este

valor. La cantidad de subsidencia generalmente se estima a partir del grosor de los depósitos intracaldéricos, los cuales suelen variar entre 3 km, o raramente hasta 5 km. Las fallas anulares pueden llegarse a observar en calderas erodadas, pero en calderas jóvenes su existencia es inferida por los conductos. Se han propuesto tres geometrías de colapso diferentes para calderas de pistón:

- Fallas de anillo de inmersión hacia el interior (*Inward dipping ring faults*): como lo dice su nombre, las fallas que limitan la placa van en dirección hacia el interior del bloque. A pesar de que se ha involucrado mucho en la literatura, parece tener un problema de espacio para el bloque que se desploma. Esas fallas, de hecho, rara vez se observan en el campo, y en la mayoría de los casos, las fallas de anillo son muy pronunciadas o verticales (Figura 5A1).
- Fallas de anillo de inmersión hacia el exterior (*Outward dipping ring faults*): contrario al anterior, las fallas que limitan la placa van en dirección hacia el exterior de esta. En este caso, no hay problema de espacio, y de acuerdo con datos sísmicos se ha confirmado la existencia de estas fallas anulares, pero con la característica de que son poco profundas y su inclinación varía entre 45° a 80° (Figura 5A2).
- Trampada (*Trapdoor*): la subsidencia se da de manera asimétrica ya que se ve afectado solo por una falla. Este mecanismo se deduce de las variaciones de espesor de los depósitos intracaldera. Se ha observado en *Snowdon*, Gales, donde el punto de hundimiento máximo se localiza cerca del conducto eruptivo principal (Figura 5A3).

Colapso tipo despedazado (*piece-meal*): en este mecanismo de colapso, el bloque no es uniforme, ya que se encuentra fragmentado y lo que se observa es un conjunto de bloques, los cuales podrían llegar a verse como un complejo caótico. Este colapso es favorecido por la existencia de redes regionales de fallas, las cuales permiten la formación de múltiples bloques separados por las mismas; la separación de los bloques puede darse en el rango de 0.1 a 2 km como se presenta en la Caldera *Scafell* en Inglaterra. En la práctica, puede ser difícil distinguir fallas sin-colapso de las generadas durante el resurgimiento posterior al colapso (Figura 5B).

Colapso de hundimiento (*Downsag*): en este caso se presenta un hundimiento por flexión, característico de superficies extensionales y compresionales. En la mayoría de las calderas, los datos de campo sugieren que el colapso *downsag* actúa junto con fallas para acomodar el hundimiento. En *Glen Coe*, Escocia, la extensión causada por la flexión descendente generó grietas superficiales de cientos de metros de profundidad en los márgenes de la caldera (Figura 5C).

Colapso tipo embudo (*Funnel*): Este modelo difiere de los otros ya que está basado en la morfología de la caldera en vez del mecanismo de colapso. De acuerdo con datos de núcleos de perforación y anomalías de gravedad negativas, sugieren que algunas calderas presentan una depresión acampanada, en forma de embudo la cual está rellena de brechas, las cuales disminuyen hacia el interior. Este tipo de morfología se da principalmente en calderas de poco diámetro (<2 a 4km), pero raramente se ha presentado en calderas más grandes (Figura 5D).

Actualmente, las calderas de colapso tipo embudo y tipo hundimiento ya no se consideran calderas de colapso. Por eso en la clasificación de Aguirre-Díaz (2008) no son consideradas.

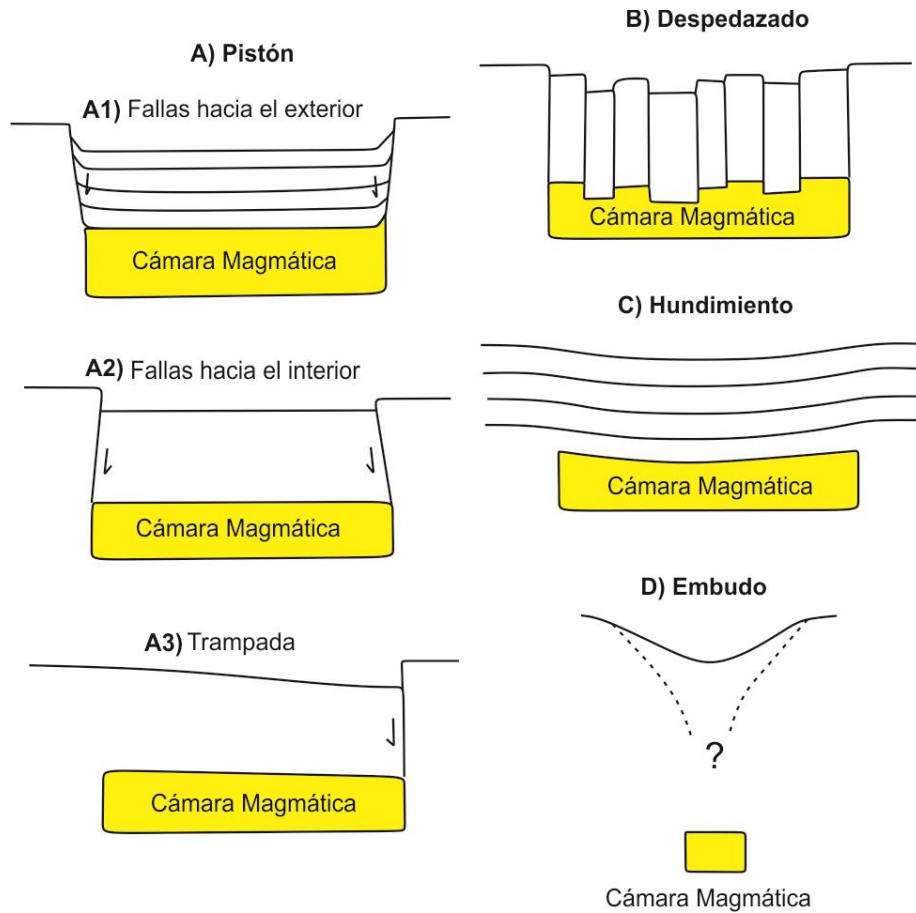


Figura 5. Estilos de colapso. Modificado de Roche *et al.* (2000)

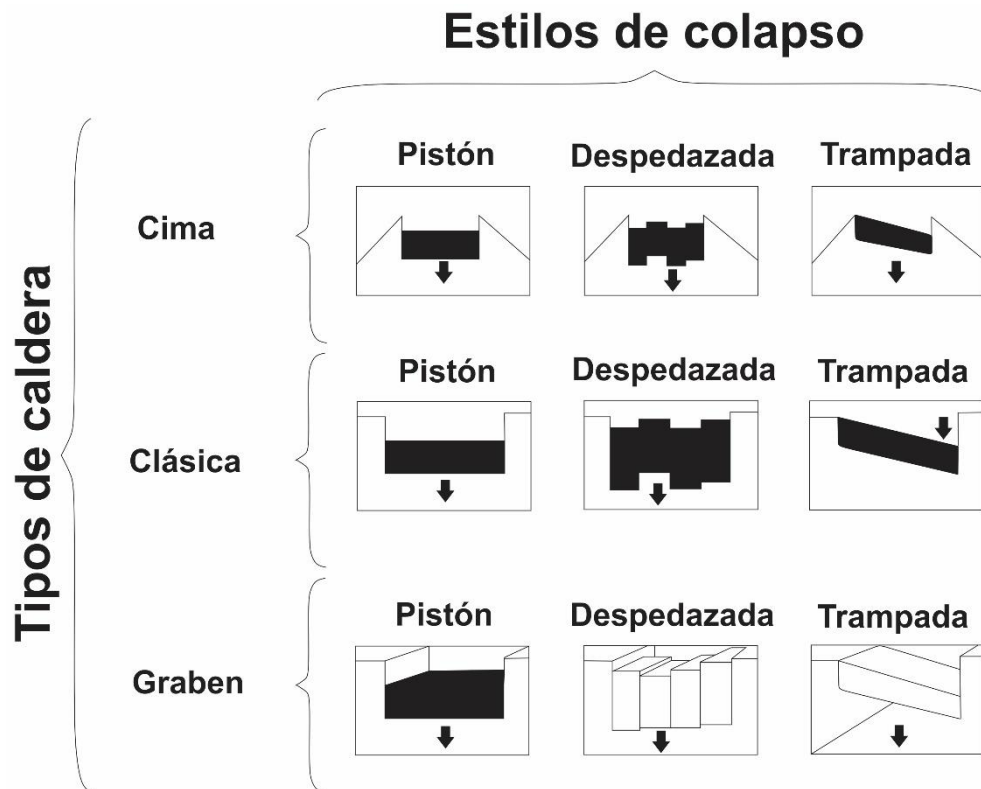


Figura 6. Clasificación de caldera con los posibles estilos de colapso. Modificado de Aguirre-Díaz (2008).

1.1.3. Teorías de formación

Smith y Bailey (1968) proponen siete estados para el desarrollo de las calderas donde se encuentran eventos volcánicos, estructurales y sedimentarios, los cuales son indicadores importantes para conocer el estado de evolución de la caldera.

Estado 1. Tumescencia regional y generación de fracturas en anillo

En esta etapa se produce una hinchazón progresiva en la superficie, debido a la intrusión de magma en niveles superficiales de la corteza en un periodo relativamente largo. Este proceso de extensión sobre la cámara magmática permite la formación de fracturas radiales y concéntricas, las cuales eventualmente dan espacio a la formación de erupciones pequeñas de piroclastos a lo largo de fracturas de anillo (Figura 7A).

Estado 2. Erupciones que forman caldera

En un momento óptimo, la tumescencia regional (Estado 1) finaliza por la erupción de grandes volúmenes de ignimbrita desde los sistemas de fracturamiento interno (Figura 7B). Esta erupción reduce la presión en la cámara de magma y prepara el escenario para el colapso. La duración de

este proceso no se conoce con certeza, pero aun así han tratado de extrapolar los tiempos a partir de las erupciones históricas de grandes volúmenes de piroclastos (*Krakatoa* en 1883, *Katmai* en 1912, *Vesubio* en el año 79 d.C. y *Tambora* en 1815), los cuales tuvieron una duración, como máximo de días. Por lo tanto, se ha llegado a estimar que estas erupciones pueden durar alrededor de 10 años.

Estado 3. Colapso de caldera

La erupción y el colapso son procesos lógicamente concurrentes, especialmente cuando se producen grandes volúmenes de materiales. Sin embargo, debe producirse un colapso importante como consecuencia de la eliminación eruptiva del magma; por lo tanto, el hundimiento final debe seguir a las principales erupciones que forman la caldera (Estado 2). El colapso suele estar acompañado por la formación de brechas heterolíticas y de diques (Figura 7C).

Estado 4. Volcanismo de pre-resurgencia y sedimentación

Se da inmediatamente posterior al colapso de la caldera y debe ser un momento de desequilibrio extremo, tanto en la cámara de magma como dentro de la caldera. Debido a que las paredes de la caldera se encuentran empinadas e inestables, sufren derrumbes, avalanchas y deslizamientos en masa generan volúmenes importantes de material rocoso. Con la restauración parcial de la presión del magma, esta sedimentación puede ir acompañada de erupciones de flujos de lava y formación de domos a lo largo de fracturas anulares o fisuras que unen la caldera. En este momento, los lagos también pueden comenzar a formarse en el piso de la caldera (Figura 7D).

Estado 5. Tumescencia

En esta etapa el suelo de la caldera se levanta e hincha debido a la entrada de nuevo magma al plutón subvolcánico (cámara de magma). Esto conduce a un reasentamiento del piso de la caldera (levantamiento del centro) y, por lo tanto, permite el desarrollo de espacio para pequeñas cuencas limitadas por fallas del borde estructural (Figura 7E). La tumescencia de las calderas *Valles*, *Toba* y probablemente *Creede* y *Timber Mountain* se elevaron sobre los lagos, y no parece irrazonable sugerir que lo mismo ha ocurrido en otras calderas. Los lagos son una parte tan integral de la historia posterior al colapso de calderas y su ausencia debe ser inusual. En la mayoría de las calderas los lagos son drenados, comúnmente, por una sola corriente principal como consecuencia de la tumescencia.

Estado 6. Volcanismo principal de fractura en anillo

Es la etapa de mayor actividad volcánica posterior a la subsidencia la cual tiene una duración más larga que cualquier otra etapa, excepto tal vez por la primera (Estado 1). Esta etapa finaliza con la última erupción del ciclo de la caldera y puede requerir una subdivisión adicional en algunas calderas, marcada por la variación en la composición de los productos de erupción. Los volcanes de esta etapa comúnmente se ven favorecidos por las fisuras y fracturas anulares que ha formado la caldera, y se encuentran intercalados con o sobre los sedimentos lacustres no deformados y con el relleno de la caldera que se acumuló después del resurgimiento (Figura 7F).

Estado 7. Actividad hidrotermal y mineralización

La actividad hidrotermal y la mineralización pueden acompañar a todas las etapas de la formación de la caldera, llegando a dominar el último estado de la evolución de la caldera. Las erupciones de ignimbrita formadoras de caldera probablemente no produzcan yacimientos grandes de minerales, ya que tal actividad explosiva tiende a dispersar las concentraciones de metales que se acumulan en las partes superiores de la cámara magmática precaldera, pero las estructuras resultantes de la caldera pueden ser importantes para posteriores eventos magmáticos. Muchas mineralizaciones son millones de años más jóvenes que el colapso de la caldera, donde la caldera sirvió principalmente como un control estructural para las intrusiones tardías y los sistemas hidrotermales asociados. Algunas calderas muestran poca evidencia de actividad hidrotermal asociada o carecen de esta.

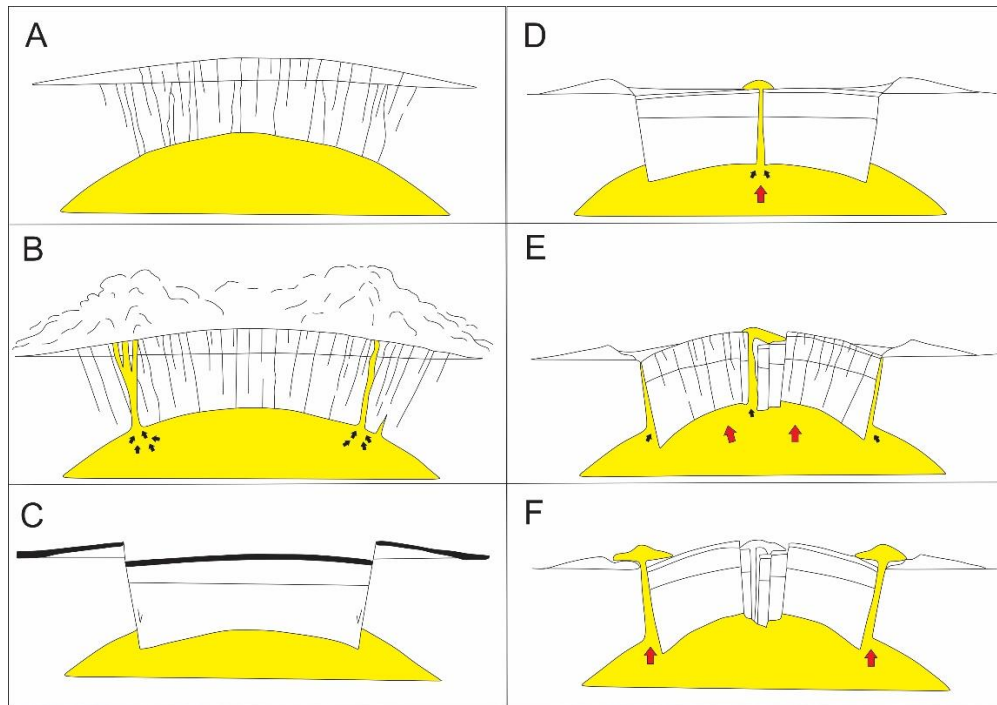


Figura 7. Etapas de formación de calderas. **A.** Tumescencia regional. **B.** Erupciones. **C.** Colapso. **D.** Volcanismo de pre-resurgencia. **E.** Tumescencia. **F.** Volcanismo principal de fractura en anillo. Modificado de Smith y Bailey (1968).

1.1.4. Morfología y geometría de las calderas

A continuación, se presentan las principales estructuras y elementos morfológicos de las calderas definidas por Lipman (2000) a través de un esquema muy generalizado el cual proporciona una base para discutir las relaciones entre los procesos de erupción y hundimiento (Figura 8).

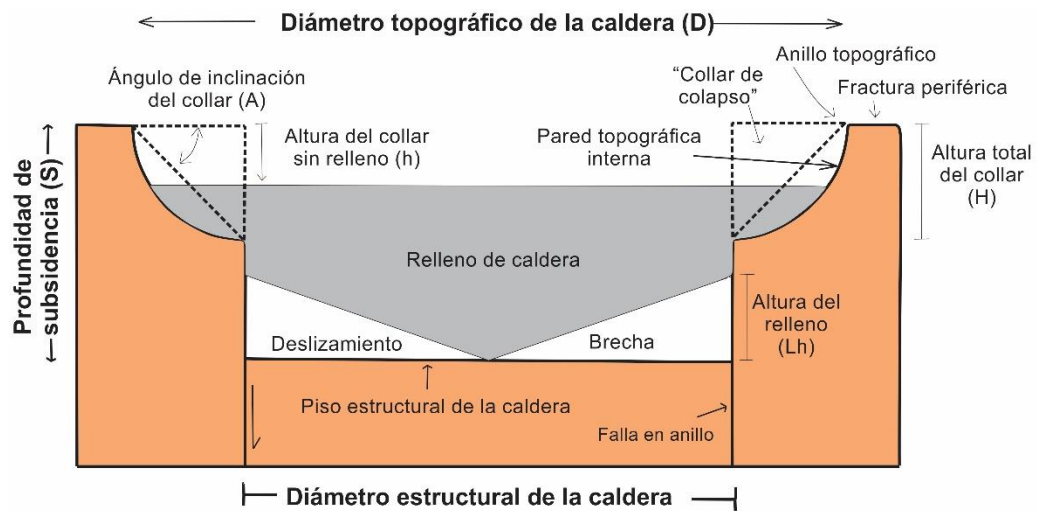


Figura 8. Principales estructuras y elementos morfológicos de las calderas definidas. Modificado de Lipman (2000).

a. Borde topográfico (anillo topográfico)

Es la parte superior del escarpe interno y encierra tanto el área que subsidió y el área de los escarpes generados por la caída de rocas y deslizamiento. Para las calderas jóvenes el borde topográfico define la extensión total del área de hundimiento, mientras que, para las calderas antiguas, la erosión tiende a agrandar el borde topográfico original y por lo tanto rediseña el diámetro topográfico aparente.

b. Pared topográfica interna

Es un acantilado escarpado el cual en su etapa de maduración va tomando un perfil cóncavo que se aplanan hacia la base y se vuelve más empinado hacia la parte superior por procesos de remoción en masa, lo que permite la ampliación del borde topográfico de la caldera. En la base de la pared, el relleno intracaldérico puede depositarse directamente sobre las fallas estructurales (borde estructural) de la caldera que no han sido modificadas por la caída gravitacional. En promedio las pendientes de la pared topográfica interna presentan entre 25° (típico) a 45° (límite superior).

c. Collar de colapso

Es el área del volumen de roca (material removido) descansando entre la pared topográfica y el borde estructural de la caldera. Las pendientes a lo largo del collar de colapso son suaves (entre $10-15^\circ$).

d. Borde estructural (fallas en anillo)

Normalmente son fallas casi verticales bastante sumergidas, las cuales pueden profundizarse hasta llegar a niveles por encima de la cámara magmática. En muchas calderas la tectónica regional tiende a influenciar en la geometría del colapso. Estas calderas con fallas fuertemente poligonales parecen ser mucho menos comunes que aquellas con fallas en anillo. En calderas profundamente erosionadas pueden llegarse a ver expuestas.

e. Relleno de caldera

Es la acumulación de kilómetros de espesor dentro del área de subsidencia, la cual puede incluir depósitos de erupciones asociadas, ignimbrita, brechas de los deslizamientos de las paredes y hasta depósitos volcánicos derivados de otros centros volcánicos. La distribución y volumen de estos dan evidencia de la sincronización y geometría de subsidencia, y proporciona evidencia clave de las etapas que la caldera ha presentado en su formación.

f. Piso estructural de la caldera

Es la superficie de suelo precaldérico que subsidó, en contraste con el suelo caldérico topográfico el cual se encuentra expuesto en la superficie dentro de la caldera. Pocas calderas pueden mostrar el piso estructural de la caldera, solo si han sido erodadas hasta tal punto, pero muchas veces este piso desaparece o es destruido por el magma que lo ha llegado a alcanzar. Aun así, las calderas más enrodadas pueden contener múltiples eventos de subsidencia asociados a erupciones sucesivas de ignimbritas o por tectonismo regional posterior.

g. Cámara magmática subcaldera

Estas cámaras magmáticas son preservadas como plutones solidos o batolitos, y llegan a encontrarse expuestos a causa de una profunda erosión. Estos plutones comúnmente han sido emplazados a pocos kilómetros de superficie de las regiones volcánicas, y algunos relacionan la geometría del colapso con la forma del plutón, un ejemplo en las calderas de “trampada” sugiere que la máxima subsidencia se ve influenciada por la porción más superficial de la cámara magmática. Por otro lado, han llegado a concluir que cualquier caldera mayor a 20 km de diámetro debe necesariamente estar subyacida por una cámara magmática de gran escala.

1.3. Técnicas geomáticas

La superficie terrestre modelada por los procesos hidrológicos, atmosféricos, y geomorfológicos, juega un papel muy importante en la modulación de estos, a menudo tan fuerte que es de vital importancia la comprensión de la naturaleza y magnitud de estos procesos (Wilson, 2012). Por esa razón, es necesario la integración sistemática de técnicas y metodologías de adquisición, almacenamiento, análisis, presentación, uso y distribución de información espacial, conjunto de técnicas conocidas como geomática (Mena-Frau *et al.*, 2007).

La geomática, disciplina resultante de la unión de las ciencias de la tierra y la informática es aplicada en el manejo de recursos naturales, agricultura de precisión, análisis de fenómenos medioambientales, planificaciones urbanas, entre otros. Parte de los productos geomáticos esenciales son las imágenes satelitales ópticas y de radar, y los MDE (Mena-Frau, 2005; Mena-Frau *et al.*, 2007).

Los MDE permiten representar la superficie a un rango cada vez mayor y sofisticado con el fin de facilitar el análisis topográfico y la visualización del terreno, especialmente en zonas de difícil acceso (Wilson, 2012). Cada día se requieren MDE más precisos, detallados y actualizados, ya que son de crucial importancia para el análisis cuantitativo y el modelado de geología y geomorfología, tales como medición morfométrica y volumétrica precisa de las características volcánicas, estudio de fenómenos de remoción en masa, entre otros (Wilson, 2012). En la actualidad los MDE más precisos se han obtenido gracias a la tecnología LIDAR.

El detector de intensidad de luz y rango aerotrasportado LIDAR (*Light Intensity Detection and Ranging*) es un sistema activo de detección remota que consiste en un escáner láser, un sistema de posicionamiento global (*GPS*) y un sistema de navegación inercial (*INS*) generalmente montado en un pequeño avión (Favalli *et al.*, 2009). El escáner láser transmite breves pulsos de láser a la superficie terrestre los cuales se reflejan o dispersan de vuelta al escáner, y durante el viaje el instrumento registra el tiempo de viaje de la luz del láser hasta el suelo y viceversa (Favalli *et al.*, 2009). Por otro lado, el *INS* determina los valores de balanceo, cabeceo y rumbo de la aeronave, y el *GPS* permite determinar la posición de la aeronave cuando el escáner dispara el pulso de láser (Favalli *et al.*, 2009). Cuando se suman los vectores obtenidos por el *INS* con los del *GPS*, se obtienen las coordenadas precisas del punto en la superficie del terreno. Los datos LIDAR se ven muy afectados por errores sistemáticos introducidos por la cadena instrumental, pero estos a veces se consideran erróneamente despreciables (Favalli *et al.*, 2009).

Ha habido un aumento significativo en el uso de datos LIDAR para producir MDE precisos con el fin de extraer medidas (parámetros de la superficie terrestre) y características espaciales (objetos de la superficie terrestre), lo que ha facilitado el mapeo geomorfológico. Este último juega un rol esencial en el entendimiento de los procesos superficiales de la Tierra, la geocronología, recursos naturales, peligros naturales, y evolución; dividiendo al terreno en un concepto espacial basado en unidades/entidades los cuales incluye la morfología, genética, composición, estructura y asociaciones ambientales (Bishop *et al.*, 2012). Por lo tanto, a través de la aplicación de técnicas de la geomática en el análisis geomorfológico se ha podido determinar y analizar las estructuras volcánicas y tectónicas que han modelado el terreno (Toutin, 2008; Cheng *et al.*, 2016; Del Soldato *et al.*, 2018).

1.4. Análisis morfométricos sobre áreas volcánicas

Haciendo uso de diferentes productos geomáticos se ha podido realizar estudios morfométricos sobre zonas volcánicas expuestas tanto en superficie como bajo el mar. Tal es el caso aplicado a el volcán submarino activo *Monowai* ubicado en el arco *Tofua-Kermadec*, trabajo realizado por Wormald *et al.* (2012), sobre el cual realizaron el mapeo de la estructura y evolución del centro volcánico haciendo uso de datos batimétricos obtenidos por multi-haz. Con el MDE del área lograron obtener los parámetros y rasgos morfométricos tales como pendiente, aspecto, curvatura y rugosidad para determinar algunas geoformas características del área volcánica tales como fisuras, conos parásitos y geometría de la caldera. Por lo que a partir de los datos obtenidos concluyeron que existen dos calderas anidadas casi perpendiculares a las tendencias de la fallas y fisuras, sugiriendo una interacción fuerte entre los procesos magmáticos y tectónicos, lo que permitió clasificar la zona de *rifting* como transtensional (Wormald *et al.*, 2012).

Otro ejemplo del uso de modelos digitales de elevación lo hizo Kereszturi y Németh (2012) en su estudio de conos de escoria en el campo Volcánico de las Tierras Altas de *Bakony-Balaton* Mio-Plioceno (BBHVF), donde selecciono siete conos adecuados para análisis morfométrico (visibles en el campo y que tienen límites identificables), donde calculó los parámetros de básicos del cono, como la altura del cono, el ancho basal y el del cráter, para calcular parámetros como la relación H_{co} / W_{co} y el ángulo de inclinación promedio. Por otro lado, en el trabajo de Csatho *et al.* (2008) utilizaron información de datos LIDAR para obtener datos topográficos de alta precisión sobre los cráteres activos del volcán *Erebus*, en la Antártida. Estos datos son efectivos para la extracción de características topográficas, incluidos planos, conos y secciones cónicas, y sirvieron para obtener una descripción cuantitativa de las calderas, los canales de lava y del cráter moderno de *Erebus*, usando mapas geomorfométricos generados a partir del MDE.

2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO DE EL SALVADOR Y DE LA CALDERA DE ILOPANGO

2.1. Antecedentes sobre la geología general de El Salvador

Desde el siglo diecinueve comenzaron los primeros estudios de volcanología en El Salvador por Goodyear (1880), los cuales fueron ampliados por Sapper (1925) y Lardé (1923 y 1952). Posteriormente, la misión geológica alemana en El Salvador en colaboración con el centro de estudios e investigaciones geotécnicas durante 1967 a 1971 realizaron un amplio estudio geológico y volcanológico de El Salvador, cuyos resultados fueron publicados en 1974 a través del mapa geológico general de la República de El Salvador a escala 1: 500000 (Weber *et al.*, 1974; Anexo 1 y 2). En este se logra apreciar que El Salvador es dominado litológicamente por rocas de origen volcánico seguido por depósitos aluviales. Divididos de acuerdo con sus edades, Weber *et al.* (1974) agrupa la litología expuesta en seis formaciones:

Jurásico-Cretácico

Son las rocas más antiguas que se encuentran en El Salvador, son rocas sedimentarias que representan el basamento de todas las formaciones y afloran al noroccidente del país en cercanía a Metapán y el Lago de Guija (Hernández, 2004; Figura 9).

Formación de Metapán: agrupa calizas y conglomerados de cuarzo, areniscas, limolitas, lutitas y caliza rojiza. Algunas de estas se encuentran intercaladas con rocas volcánicas. Esta subdividida en tres unidades, nombradas cronológicamente: Todos Santos, Cobán y Subinal (Weber *et al.*, 1974).

Oligoceno-Mioceno

Son las rocas volcánicas más antiguas de El Salvador, y forman la cadena montañosa norte o “Montaña Frontera” cuyo rumbo es NW-SE (Hernández, 2004; Figura 9).

Formación Morazán: en general se encuentran rocas efusivas básicas a intermedias e intermedias a ácidas, también hay presencia de piroclastos y epiclástos volcánicos. En algunas zonas se presenta alteración por influencia hidrotermal (Weber *et al.*, 1974).

Intrusivo: pequeños cuerpos de composición granítica a granodiorita, las cuales cortan las rocas sedimentarias de la Formación Metapán, y que han dado lugar al metamorfismo de contacto (Weber *et al.*, 1974).

Formación Chalatenango: en general son rocas efusivas y piroclásticas de composición ácida (Weber *et al.*, 1974).

Mioceno-Plioceno

Es la unidad que ocupa la mayor parte de la superficie de El Salvador, y que conforma los altos estructurales del Graben Central de El Salvador. Sobre estas formaciones descansan las rocas Holocenas pertenecientes a la actual cadena volcánica (Hernández, 2004; Figura 9).

Formación Bálamo: principalmente son rocas efusivas de composición andesítica a basáltica, también hay presencia de piroclastos y epiclastos volcánicos, en donde algunos se encuentran intercalados con corrientes de lava (Weber *et al.*,1974).

Pleistoceno – Holoceno

Son las rocas de los edificios volcánicos y de los productos de las emisiones volcánicas de la actual cadena volcánica (establecida en el Graben Central) los cuales se encuentran sobre las unidades de edad Mio-Pliocenas. También comprende sedimentos producto de la activa erosión sobre las regiones topográficamente altas, cuyo depósito abunda sobre la planicie costera, al sur de el Salvador (Hernández, 2004; Figura 9).

Formación Cuscatlán: comprende rocas efusivas andesíticas, basálticas en una de sus unidades y rocas efusivas ácidas a intermedias-ácidas en la otra unidad. También incluye rocas piroclásticas ácidas, epiclastos volcánicos y tobas (Weber *et al.*,1974).

Formación San Salvador: compuesta por rocas efusivas de composición basáltica a andesítica, rocas piroclásticas ácidas y epiclastos volcánicos (Weber *et al.*,1974).

Aluviones: sedimentos intercalados con las rocas piroclásticas (Weber *et al.*,1974).

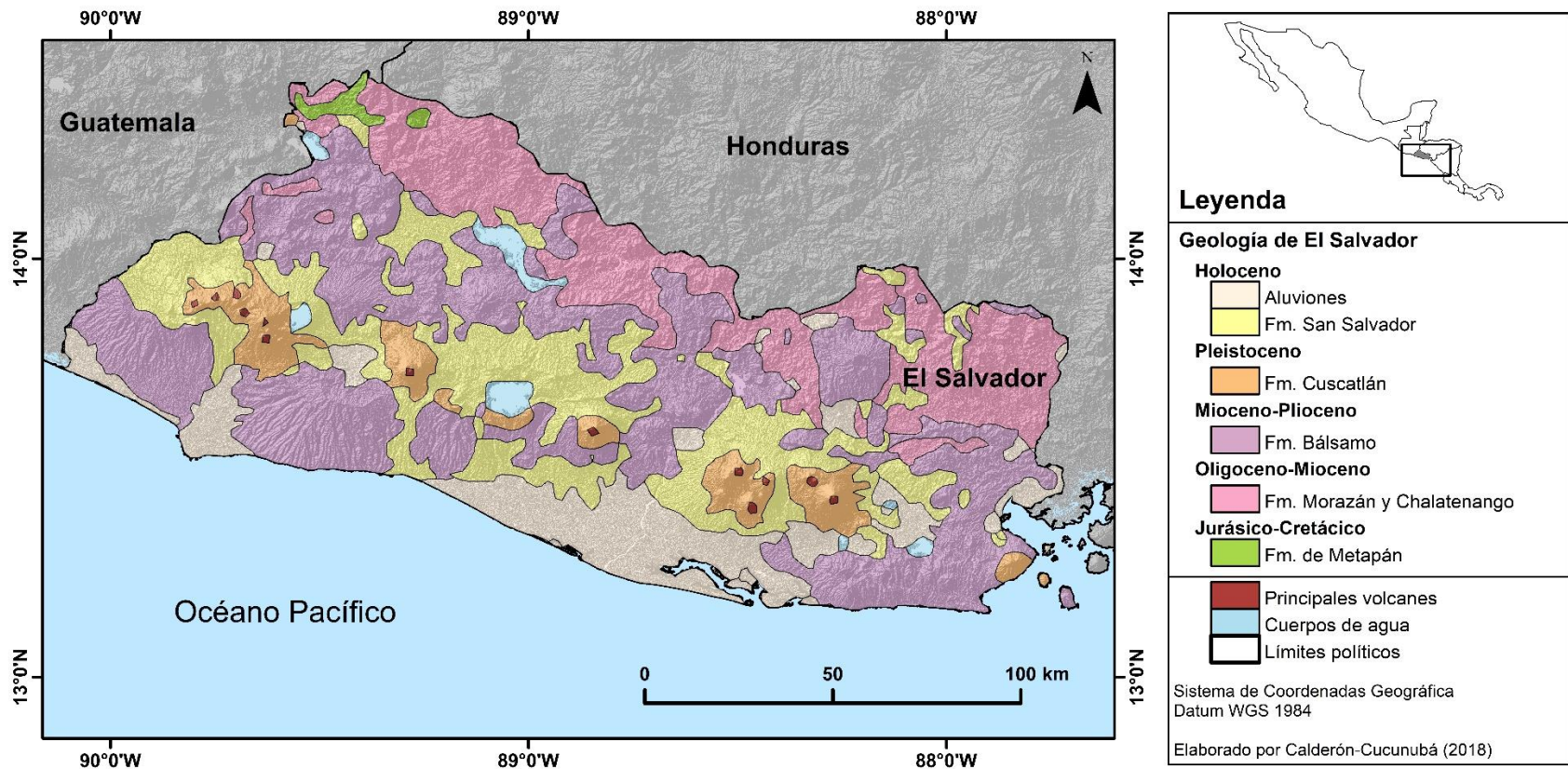


Figura 9. Mapa geológico de la República de El Salvador. Modificado de Lexa *et al.* (2011).

2.2. Antecedentes sobre tectónica regional de El Salvador

Desde el Terciario los segmentos del arco volcánico centroamericano de Guatemala, El Salvador y Nicaragua han tenido una significativa extensión (Morgan *et al.*, 2008), que está relacionada a la subducción en *rollback* de la placa de Cocos bajo el borde de la placa del Caribe, y de la lenta deriva de la placa del Caribe hacia el oriente respecto con la placa norteamericana, a una tasa 20 mm/año (Morgan *et al.*, 2008). La convergencia entre la placa de Cocos bajo la del Caribe tiene una tendencia NE (Canora *et al.*, 2012), con una velocidad relativa de 70-80 mm/año (Lexa *et al.*, 2011), mientras que la placa de norteamericana se mueve hacia el occidente a una velocidad de 18-20 mm/año (Canora *et al.*, 2012) donde termina en la subducción de la placa Cocos bajo esta (Morgan *et al.*, 2008; Figura 11).

Las placas de Cocos, Caribe, y norteamericana se unen en un punto triple en el cual se encuentran relativamente estables (Morgan *et al.*, 2008). En esta unión, la placa de Cocos no presenta ningún desgarre por lo que subduce bajo la placa norteamericana y la del Caribe de manera uniforme, pero el movimiento diferencial entre la placa del Caribe y la norteamericana se acomoda en una falla transformante (zona de cizalla Motagua-Polochic), que finaliza en el Batolito masivo de Chiapas (Morgan *et al.*, 2008). El arreglo entre estas genera un sistema compresivo sobre la placa norteamericana y una extensión en el costado de la placa del Caribe, lo que implica que Guatemala, El Salvador y Nicaragua son regiones de extensión (Morgan, *et al.*, 2008; Figura 11).

El arco volcánico centroamericano, se extiende por más de 1000 km, desde el volcán Irazú en Costa Rica, hasta el volcán Tacaná en el sur de México (frontera con Guatemala), donde termina abruptamente en la falla Motagua-Polochic (Alonso-Henar *et al.*, 2014). De acuerdo con Alonso-Henar *et al.* (2014) el arco ha sido dividido en tres zonas principales por su orientación, estilo de sus estructuras y geomorfología; de sur a norte las principales estructuras son: La depresión de Nicaragua (desde el norte de Costa Rica hasta el este del Golfo de Fonseca), la Zona de Falla de El Salvador (desde el poniente del Golfo de Fonseca a aproximadamente el borde El Salvador-Guatemala) y la falla de Jalpatagua en Guatemala (desde el sur de Guatemala hasta la Falla Motagua-Polochic; Figura 11).

Alvarado *et al.* (2011), estudió la cinemática de las zonas de extensión de El Salvador y Nicaragua usando datos de velocidad de GPS, mecanismos focales, análisis de MDE y trabajo de campo. A partir de esta información los autores deducen que el área de *forearc* de El Salvador y Nicaragua se está deslizando hacia el NW paralelamente a la trinchera Mesoamericana, a una velocidad aproximada de 15 mm/año respecto a la placa del Caribe, cuyo límite coincide con la Zona de Falla de El Salvador (ZFES) y la depresión de Nicaragua, ya que sobre esa zona hay poco espesor litosférico y un alto

gradiente térmico, lo que facilita la formación de estructuras *pull-apart* y volcanismo (Alvarado *et al.*, 2011). El movimiento relativo del *forearc* hacia el NW se debe a la colisión del *ridge* de la placa de Cocos con el continente frente a Costa Rica y no a la subducción oblicua de la placa de Cocos bajo la del Caribe como algunos autores creían, ya que frente a El Salvador la placa de Cocos subduce ortogonalmente a la trinchera (Alvarado *et al.*, 2011; Figura 10).

El frente volcánico activo de El Salvador está localizado a 20 km al sur del arco volcánico del Mioceno, desde el Mioceno tardío, debido a que en esta época migró la trinchera por la subducción en *rollback*, lo cual también generó un cambio afectando el grado de subducción de 50° a 65° aproximadamente. (Mann 2007; Lexa *et al.*, 2011).

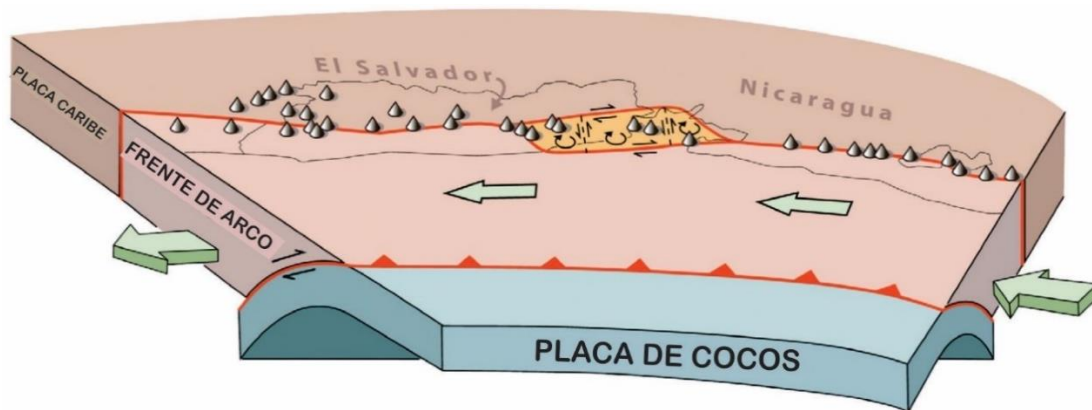


Figura 10. Modelo diagramático de la posible geometría de las fallas del frente de arco y de tectónica regional de El Salvador y Nicaragua. Flechas de color verde indican la dirección de movimiento del frente de arco, y los conos muestran la distribución de los volcanes. Modificado de Alvarado *et al.* (2011).

2.3. Geformas volcánicas y tectónicas principales de El Salvador

La República de El Salvador es un país volcánico casi en su totalidad y ha sido geológicamente influenciado por la tectónica de subducción (placa de Cocos subduciendo bajo la placa del Caribe) y transformante (entre la placa del Caribe y la norteamericana). Los anteriores en conjunto han permitido que desde el Cenozoico se estableciera el sistema volcánico en todo el país y un conjunto de fallamiento principalmente de rumbo dextral que rige la parte más sur del país. Por lo anterior las geformas tectónicas y volcánicas principales se aprecian en general son:

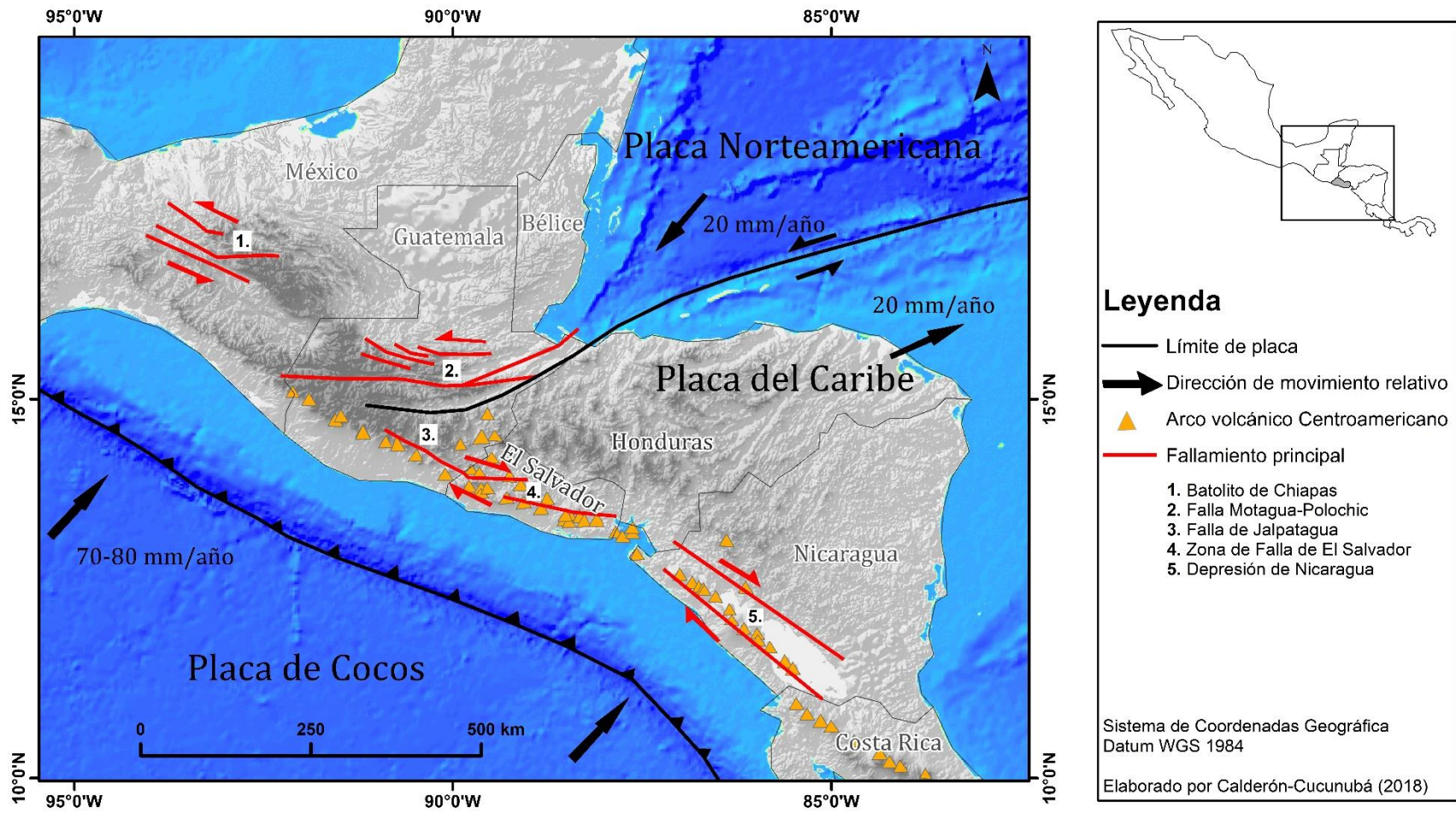


Figura 11. Marco tectónico de América Central. Modificado de Canora et al. (2014) y Alonso-Henar et al. (2014).

- ❖ Fallamiento de rumbo: la parte sur de El Salvador presenta un conjunto de fallas de desplazamiento horizontal denominado ZFES (Canora *et al.*, 2012). Por ello es común encontrar regionalmente fallas de rumbo con componente dextral, de oeste a este en el país. Estas estructuras en general son muy extensas, tal es el caso de la Falla de San Vicente que se observa en la Figura 12 cuya extensión es de ~21 km (Canora *et al.*, 2012).
- ❖ Fallamiento normal: aunque no es el fallamiento principal en la ZFES, estas se encuentran asociadas a este sistema. La forma común en que se presentan en la zona es agrupaciones de varias fallas normales con muy poca longitud. En la Figura 13 se observa varias fallas cuyas longitudes no alcanzan más de 2 km, las cuales se encuentran sobre las faldas de la Caldera de Ilopango. Así mismo estas pueden apreciarse en el Segmento Occidental y Segmento Lempa de la ZFES (ver más adelante 2.5).
- ❖ Estratovolcanes: es la estructura volcánica que predomina en El Salvador, muchos de estos se ubican en medio de la ZFES y otros pocos se ubican en la cordillera más norte del país. La mayoría de los estos estratovolcanes presentan claros flujos de lavas y cráteres en su cumbre, y son los que han presentado más actividad volcánica en el país. Uno de los estratovolcanes más característicos geomorfológicamente es el volcán San Vicente, el cual está activo, pero no se tiene un registro histórico de erupciones recientes (Figura 14).
- ❖ Calderas: estas estructuras no son muy abundantes en El Salvador, pero son claramente distinguibles, tal es el caso de la Caldera de Ilopango y la Caldera de Coatepeque (Figura 15), cuyas estructuras se encuentran actualmente ocupadas por lagos. A pesar de ser las dos estructuras más recientes, anteriores a estas se observan geomorfológicamente antiguas estructuras caldéricas las cuales no se encuentran totalmente competas, ya que están cubiertas por actividad volcánica reciente o afectadas por la geología estructural de la zona.
- ❖ Domos: estas estructuras abombadas del terreno se aprecian en todo El Salvador y acompañando a las estructuras volcánicas principales tales como calderas y estratovolcanes, sobre todo en medio de la ZFES. Varían mucho de dimensión, como se puede observar al norte de la Caldera de Ilopango (Figura 16), pero mantienen su forma circular característica, aunque un poco afectada por la fuerte erosión en la zona.
- ❖ Maares: cráter volcánico producto de la erupción freatomagmática, cuya característica es su poca profundidad y pequeño diámetro (medio kilómetro de diámetro y entre 30-50 m de profundidad) en comparación a las calderas. Tienen una distribución aleatoria en El Salvador, aunque se encuentran agrupados (entre dos o tres). En la Figura 17 se observan tres *maares* casi circulares ubicados sobre una antigua caldera y al noreste del estratovolcán San Vicente.

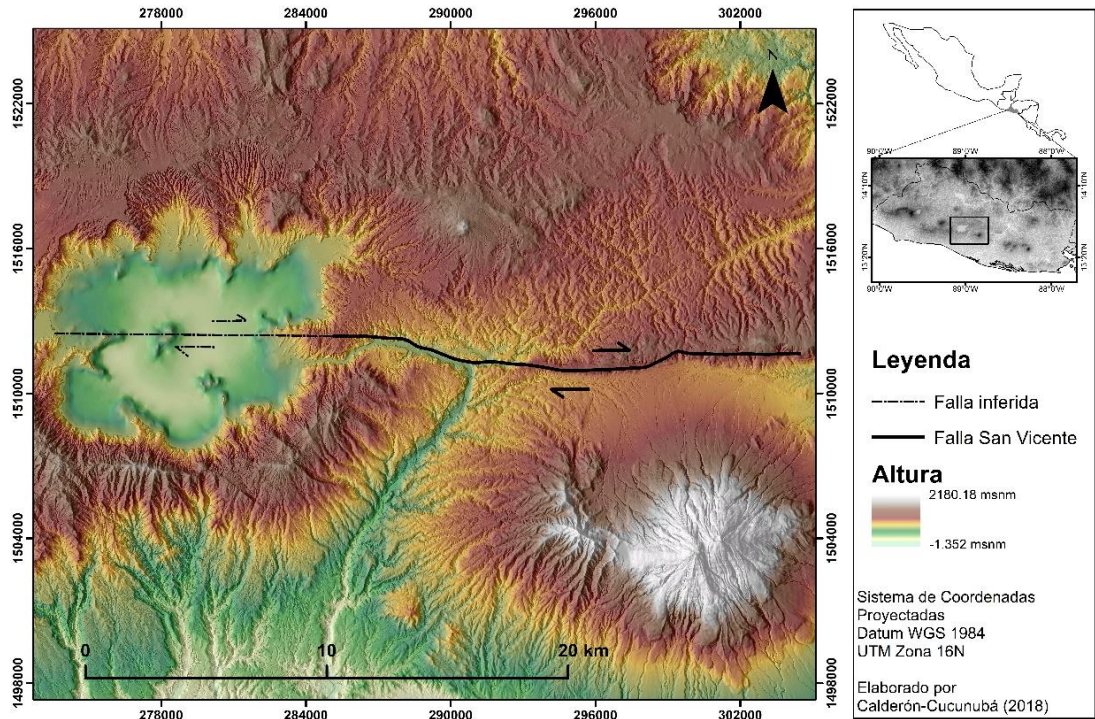


Figura 12. Falla de rumbo dextral San Vicente.

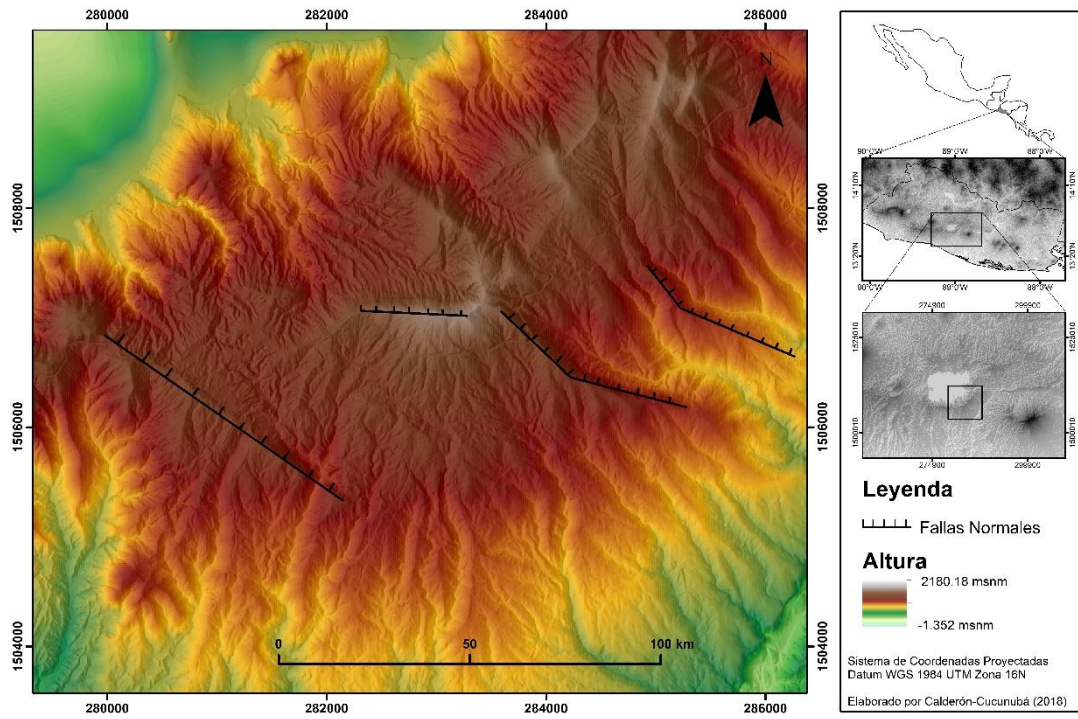


Figura 13. Fallas normales las cuales presentan claros escarpes y un buzamiento preferencial hacia el NE. Estas se encuentran sobre las faldas de la Caldera de Ilopango en el costado sur oriental.

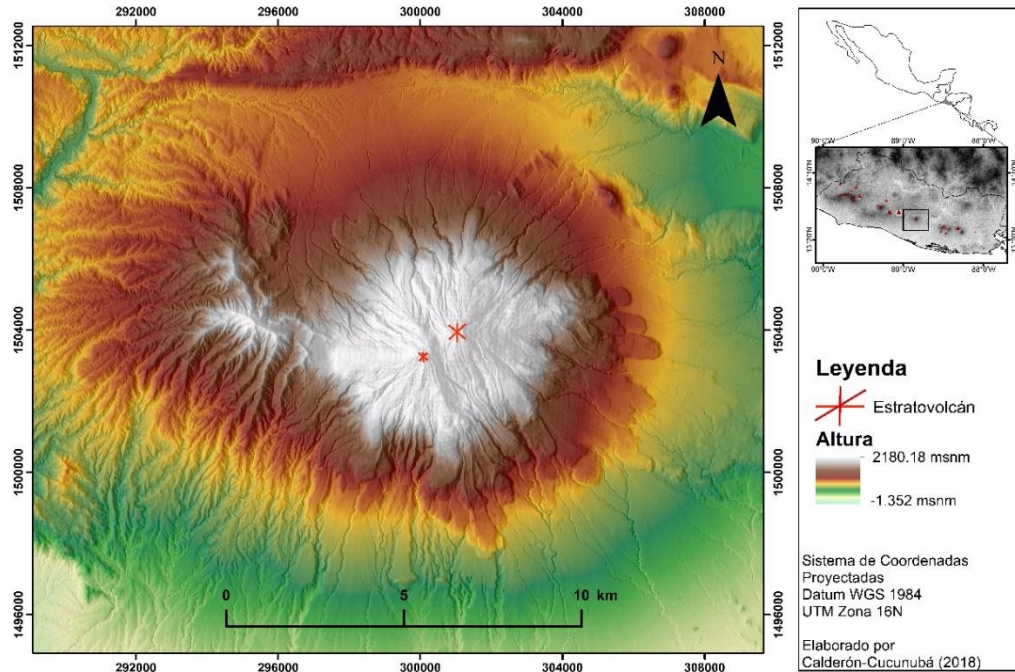


Figura 14. Estratovolcán San Vicente, el cual tiene dos cráteres (en color rojo) y claros flujos de lava en sus faldas. Este se encuentra al SE de la Caldera de Ilopango y en medio de la Caldera Carboneras.

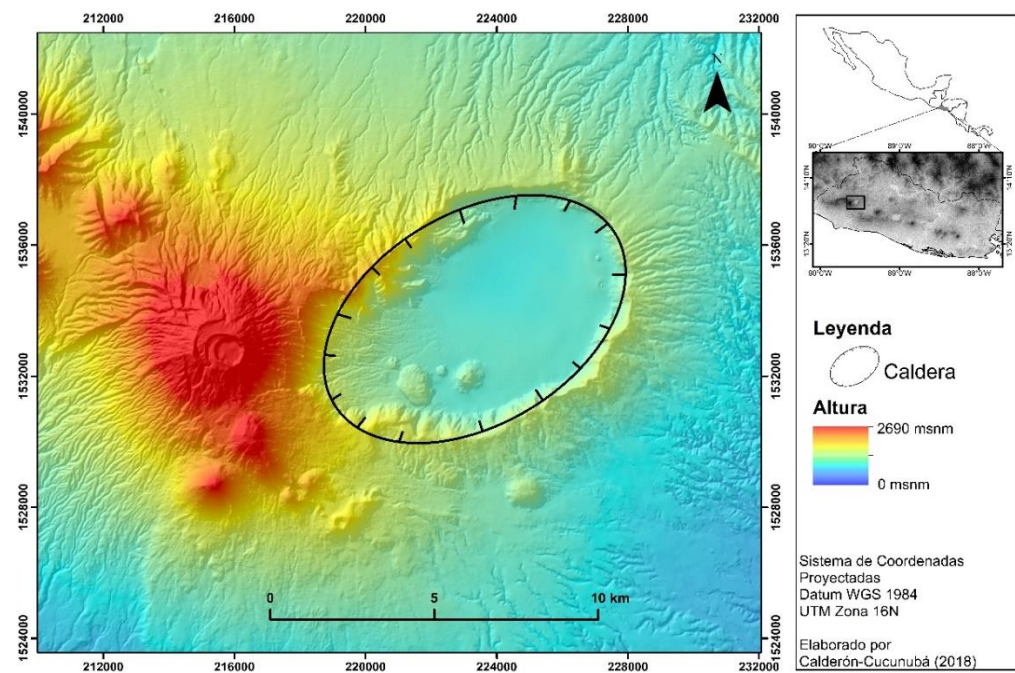


Figura 15. Caldera de Coatepeque, ubicada en el costado occidental de la República El Salvador y junto al estratovolcán Santa Ana (costado occidental de la caldera). Presenta una forma elíptica cuyo diámetro mayor es de aproximadamente 9 km y se encuentra ocupada por el Lago de Coatepeque.

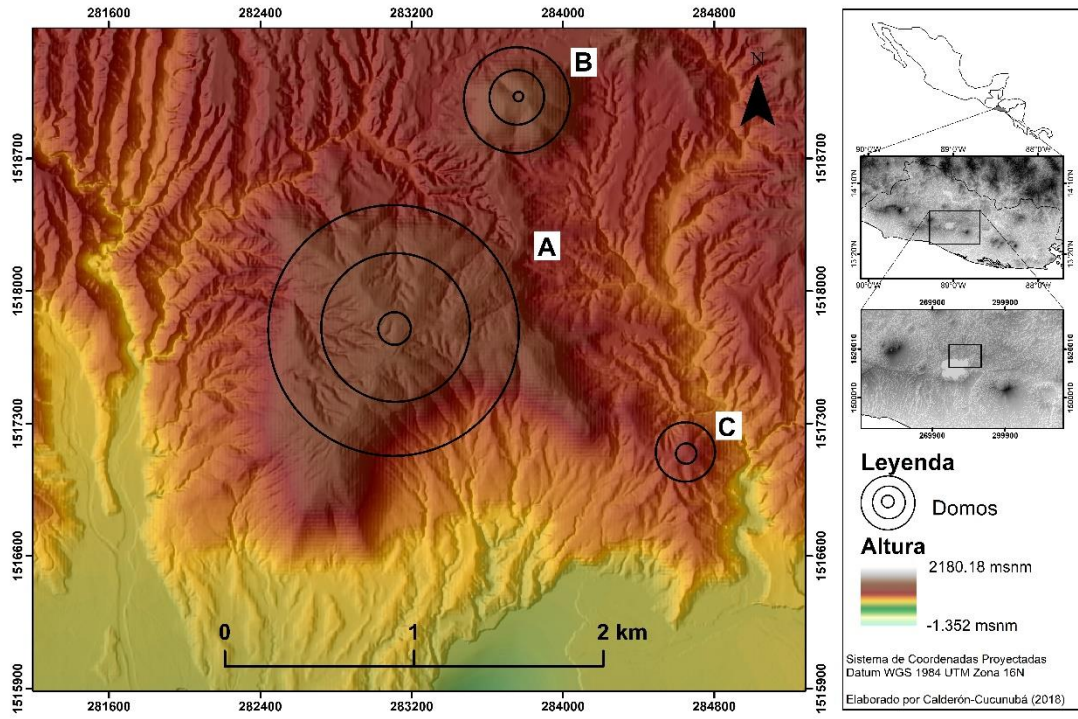


Figura 16. Domos asociados a la Caldera de Ilopango. **A.** Domo Buena Vista. **B.** La Pilona. **C.** Los Morros. (Hernández, 2015).

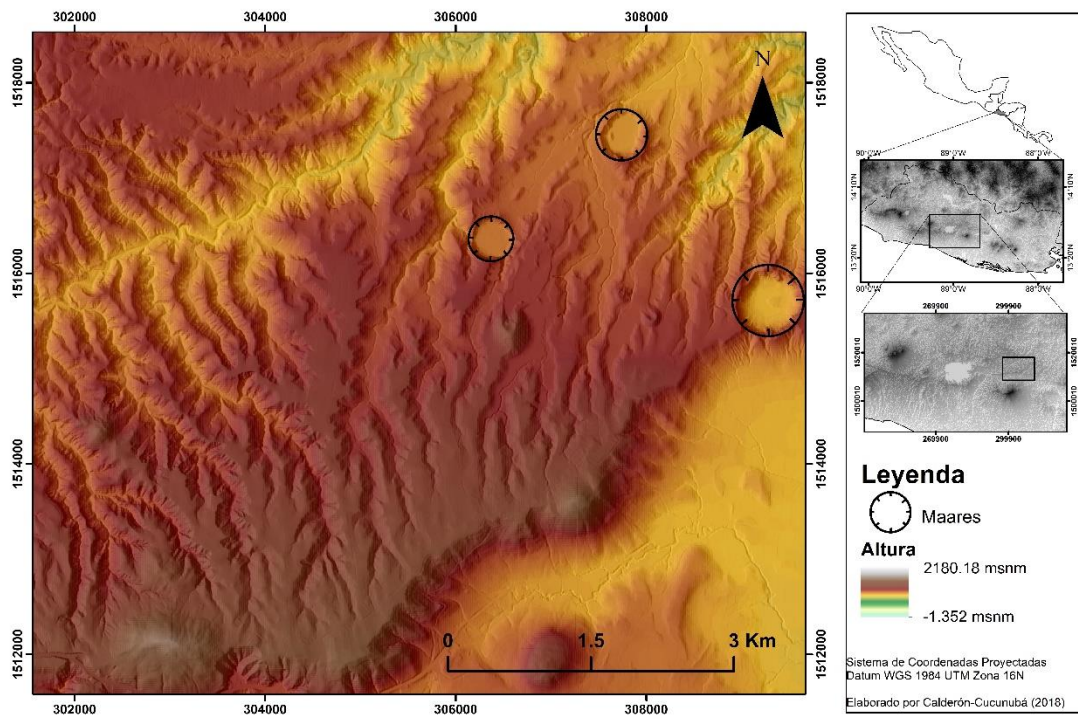


Figura 17. Maars con formas claramente circulares y dimensiones muy similares. Ubicados al oriente de la Caldera de Ilopango y al noreste del estratovolcán San Vicente.

2.4. Antecedentes de la región central de El Salvador y la Caldera de Ilopango

A mitad del siglo veinte Williams y Meyer (1953 y 1955) estudiaron los productos eruptivos de la Caldera de Ilopango, a los cuales denominaron Tierra Blanca debido a su coloración, además propusieron como fue la evolución del Graben de Ilopango, el cual originó el Lago de Ilopango. Luego Weyl (1957) recopila y analiza la información geológica y geoquímica de los depósitos volcánicos encontrados en la cadena costera, pero relacionaron la Tierra Blanca como producto del volcán El Boquerón. Posteriormente, la misión geológica alemana en El Salvador en colaboración con el centro de estudios e investigaciones geotécnicas durante 1967 a 1971, lograron ampliar los estudios de la Tierra Blanca y definir a la Caldera de Ilopango como la fuente de estos depósitos, agrupándolos en las unidades s4 y s3'a (Figura 20), donde el primero solo agrupa los depósitos de la última erupción y el segundo agrupa los depósitos eruptivos subyacentes los cuales llamaron "Tobas de color café" (Hernández,2004; Tabla 4).

Golombek y Carr (1978) registraron los fenómenos sísmicos causados por la extrusión del domo (el cual se manifiesta en el Lago de Ilopango como las Islas Quemadas), durante diciembre de 1879 a marzo de 1880, sismos que relacionaron a los ciclos mareales.

Steen-McIntire (1976) realizaron los primeros estudios petrográficos preliminares de la Tierra Blanca de la última erupción (Hernández, 2004). Luego en 1983 Hart y Steen-McIntyre describieron la estratigrafía de la última erupción y la dividieron en seis subunidades (Figura 18). A esta última erupción la denominaron Tierra Blanca Joven (TBJ) para no confundirla con otros depósitos también denominados Tierra Blanca y propusieron dos etapas eruptivas a la TBJ. Mas tarde Vallance y Houghton (1998) renombra las subunidades de la TBJ de la A a la F y redefinen el proceso eruptivo al cual estuvieron relacionadas (Hernández, 2004; Figura 18). Hernández (2004) realizó la caracterización geomecánica de los depósitos piroclásticos de la TBJ identificando las distintas unidades de la TBJ y redefiniendo algunas de estas, con el fin también de determinar la estabilidad de los taludes compuestos por la TBJ. Posteriormente Chávez *et al.* (2012) realiza un estudio a mayor detalle de los mecanismos de colapso de los depósitos de la TBJ, por lo que subdivide aún más a la unidad de TBJ (Figura 18).

Dull *et al.* (2001) fue uno de los primeros en determinar la edad de la última erupción de la Caldera de Ilopango por medio de la datación de C14 en muestras orgánicas encontradas dentro de los depósitos de la TBJ, cuyo evento estimaron fue en el año 429 +/- 20 años d.C.

La Geotérmica italiana (1992) identificó los depósitos subyacentes de la TBJ los cuales denominó TB2, TB3 y TB4, y agrupo a estas tres unidades como Tobas superiores (Ts). Así mismo, bajo éstos identificaron depósitos ignimbríticos y de caídas de ceniza, los cuales nombraron Tobas inferiores (Ti; Hernández,2004; Tabla 4).

La escasa información estratigráfica bajo los depósitos TB4 llevo a Suñé-Puchol *et al.* (2017) a realizar el estudio estratigráfico, geocronológico y petrográfico de los depósitos y unidades asociadas a la Caldera de Ilopango. En este ha logrado identificar nuevas unidades producto de diferentes erupciones de la caldera, generando una columna compuesta, la cual subdivide en tres Grupos de acuerdo con sus características de erupción (Tabla 4):

1. Grupo inferior: está representada por las unidades de ignimbritas basales de la estratigrafía expuesta perteneciente a la caldera. El grupo abarca unidades del Pleistoceno medio a superior, en la cual la unidad inferior tiene una edad de 1.77Ma de acuerdo con Lexa *et al.* (2011). En general las ignimbritas son masivas, rosáceas a pardo, soldadas a no soldadas. Pudieran representar las primeras fases de las erupciones explosivas de la caldera previas a la formación de un lago.
2. Grupo intermedio: comprende ignimbritas freatomagmáticas de colores claros, ya que hay abundante lapilli acrecional y otros agregados de ceniza. El grupo abarca unidades del Pleistoceno superior al Holoceno, de composición mayormente riolítica, separadas por paleosuelos o superficies de erosión.
3. Grupo superior: incluye los depósitos de las ignimbritas de la TB4, TB3, TB2 y TBJ.

Tabla 4. Estratigrafía de la Caldera de Ilopango y correlación entre la nomenclatura usada por los diferentes autores. Modificada de Hernández (2004).

Weber <i>et al.</i> ,1974		Hart y Steen-McIntyre (1983) Vallance y Houghton (1998)		La Geotérmica italiana (1992)		Sunyé-Puchol <i>et al.</i> (2017)
FORMACIÓN SAN SALVADOR		FORMACIÓN SAN SALVADOR		FORMACIÓN SAN SALVADOR		FORMACIÓN SAN SALVADOR
Q'f	Aluviones		Aluviones	Q	Aluviones	Aluviones
s4	Tierra Blanca	TBJ	Tierra Blanca Joven	TBJ	Tierra Blanca Joven	Grupo Superior
s3'a	Tobas de color café		Pómez de caída	TB2	Tobas superiores	
			Pómez de caída	TB3		
			Pómez de caída	TB4	Ts	
s3'b	Efusivas ácidas			D	Domos y flujos de lavas ácidas	
FORMACIÓN CUSCATLAN		FORMACIÓN CUSCATLAN		FORMACIÓN CUSCATLAN		FORMACIÓN CUSCATLAN
c3	Efusivas básicas Efusivas ácidas Piroclásticas ácidas			Mb	Lavas básicas Domos ácidos Tobas inferiores	Grupo intermedio
c2				Ma		Grupo inferior
c1				Ti		

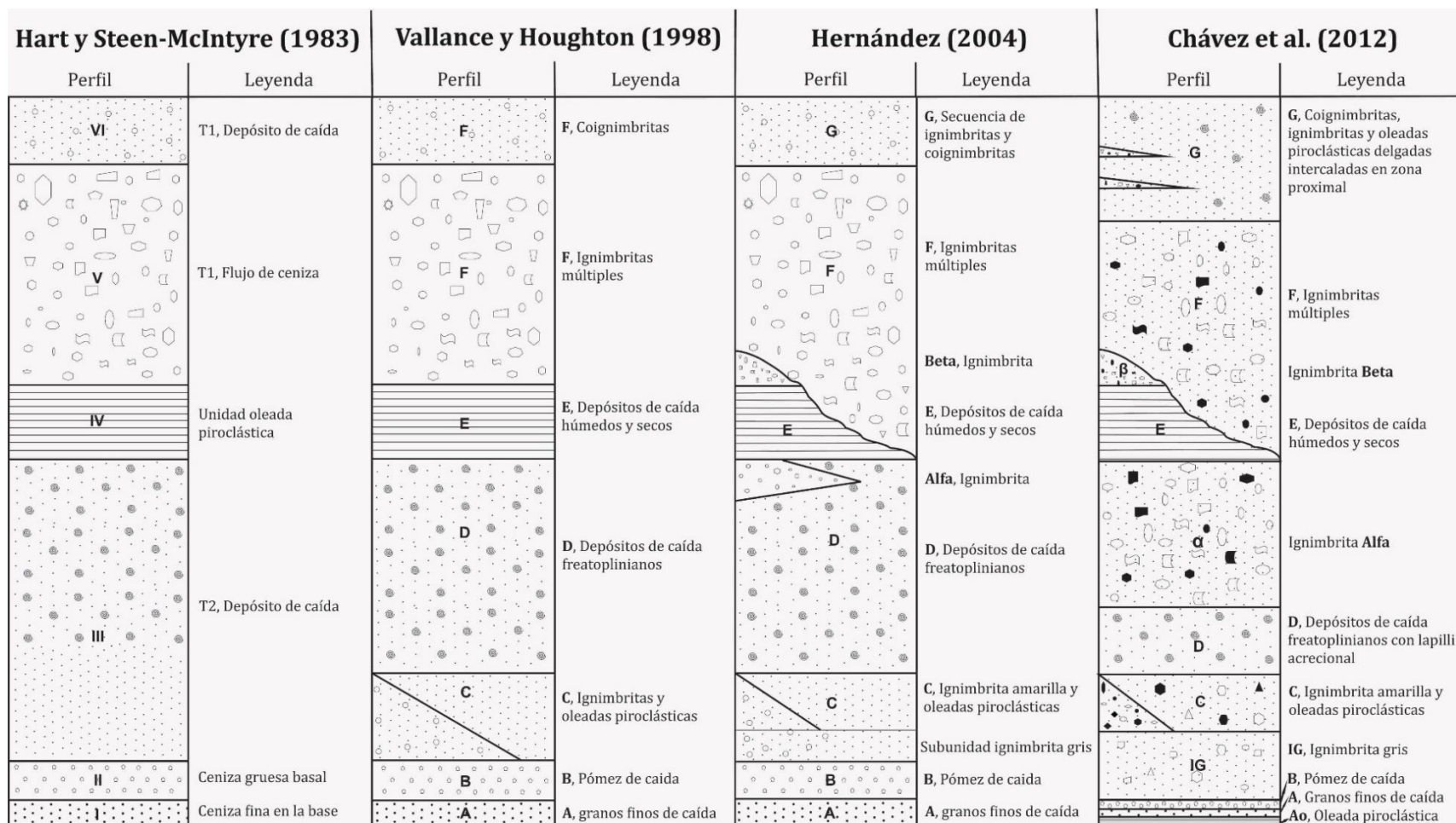


Figura 18. Perfiles estratigráficos de las subunidades de la unidad TBJ (última erupción de la Caldera de Ilopango), según Hart y Steen-McIntyre (1983), Vallance y Houghton (1998), Hernández (2004) y Chávez et al. (2012).

Lexa *et al.* (2011) realiza un estudio geológico y estratigráfico de la parte sur del Área Metropolitana de San Salvador, la cual cubrió los depósitos ubicados en la parte suroccidental de la Caldera de Ilopango, y asoció a diferentes eventos eruptivos que abarcan un periodo de tiempo desde el Mioceno tardío hasta el Holoceno.

De acuerdo con la evolución propuesta por Lexa *et al.* (2011; Figura 19), el basamento de la Caldera de Ilopango, cuyas unidades de flujos de lavas y brechas volcánicas epiclásticas pertenecen a la Formación Bálsamo y es el remanente de un antiguo estratovolcán. Sobre esta formación se encuentran depósitos de ignimbrita, que de acuerdo sus las edades (1.9 – 1.7 Ma) pertenecen a la Formación Cuscatlán, y estarían relacionadas con la formación de una antigua Caldera de Ilopango.

Posterior a ello se da la efusión de lavas andesíticas de edad aproximadamente 1.5 – 0.8 Ma, las cuales estarían asociadas a la formación de un estratovolcán sobre la caldera. Continuando con la evolución de la caldera, entre 0.25-0.05 Ma se emplazan domos extrusivos silíceos, un primer domo ubicado en el anillo de la caldera y un segundo domo ubicado en el suelo de esta. Y por último vienen las erupciones freatoplinianas a plinianas las cuales dieron lugar a la formación de la actual Caldera de Ilopango. Estas erupciones abarcan las unidades desde la TB4 a la TBJ, las cuales cubren un periodo de tiempo de 70.000-1.000 años y pertenecen a la Formación San Salvador (Tabla 5).

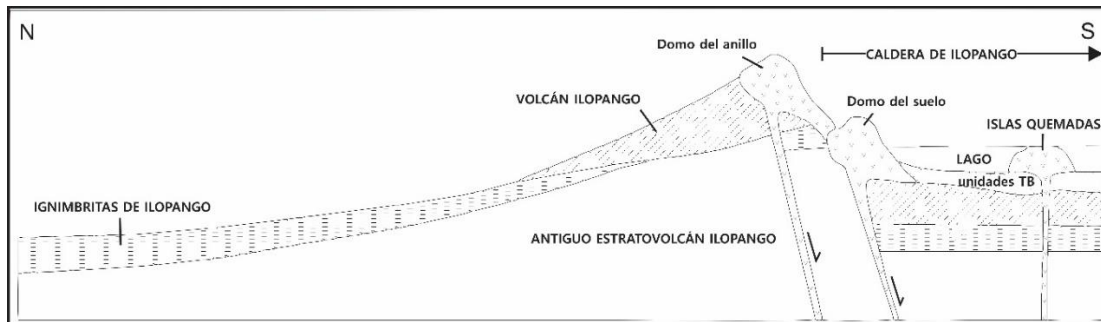


Figura 19. Sección vertical de la parte SW de la Caldera de Ilopango. Modificado de Lexa *et al.* (2011).

Tabla 5. Principales características de las erupciones TB4 a la TBJ. Modificado de Sánchez-Esquivel (2016)

ID	Tipo de erupción	de Espesor (m)	Volumen (km³)	Edad estimada
TBJ	Ultrapliniana	1 - 0.5	70	429 +/- 20 años (Dull <i>et al.</i> , 2001)
TB2	Freatomagmática	2 - 1	1 - 5	9 mil años
TB3	Freatomagmática	1.5 - 1	1 - 5	19 mil años
TB4	Pliniana	7 - 3	20	36 mil años

Por otro lado, Mann (2003) realizó el estudio petrográfico en los depósitos intracaldera de Ilopango indicando que hay un reservorio superficial al cual le es inyectado magma máfico periódicamente. Luego, Mann *et al.* (2004) realizaron la división en subunidades de los depósitos intracaldera revelando así la presencia de antiguos depósitos lacustres.

En el área se han reportado los hallazgos realizados a partir de análisis químicos los cuales permitieron determinar las concentraciones de los gases que emite la Caldera de Ilopango y la posible inyección de magma máfico que produjo la emisión y formación de las Islas Quemadas (López *et al.*, 2004; Richer *et al.*, 2004). Mas tarde, Mehringer *et al.* (2005) realizaron la geoquímica de los depósitos de la TBJ encontrados en el Lago de Yojoa en Honduras, y posteriormente Garrison *et al.* (2012) realiza un estudio geoquímico y petrogenético de los depósitos de la TBJ y de los domos centrales de la Caldera de Ilopango (Islas Quemadas).

En el informe de IPGARAMSS (2007) se muestran los estudios de amenazas por movimiento de laderas en el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS), en la cual recopilan información geomorfológica cualitativa del Volcán San Salvador. Posteriormente Chávez *et al.* (2014) generaron un mapa de amenazas erosivas con información litológica y geomorfológica sobre el AMSS.

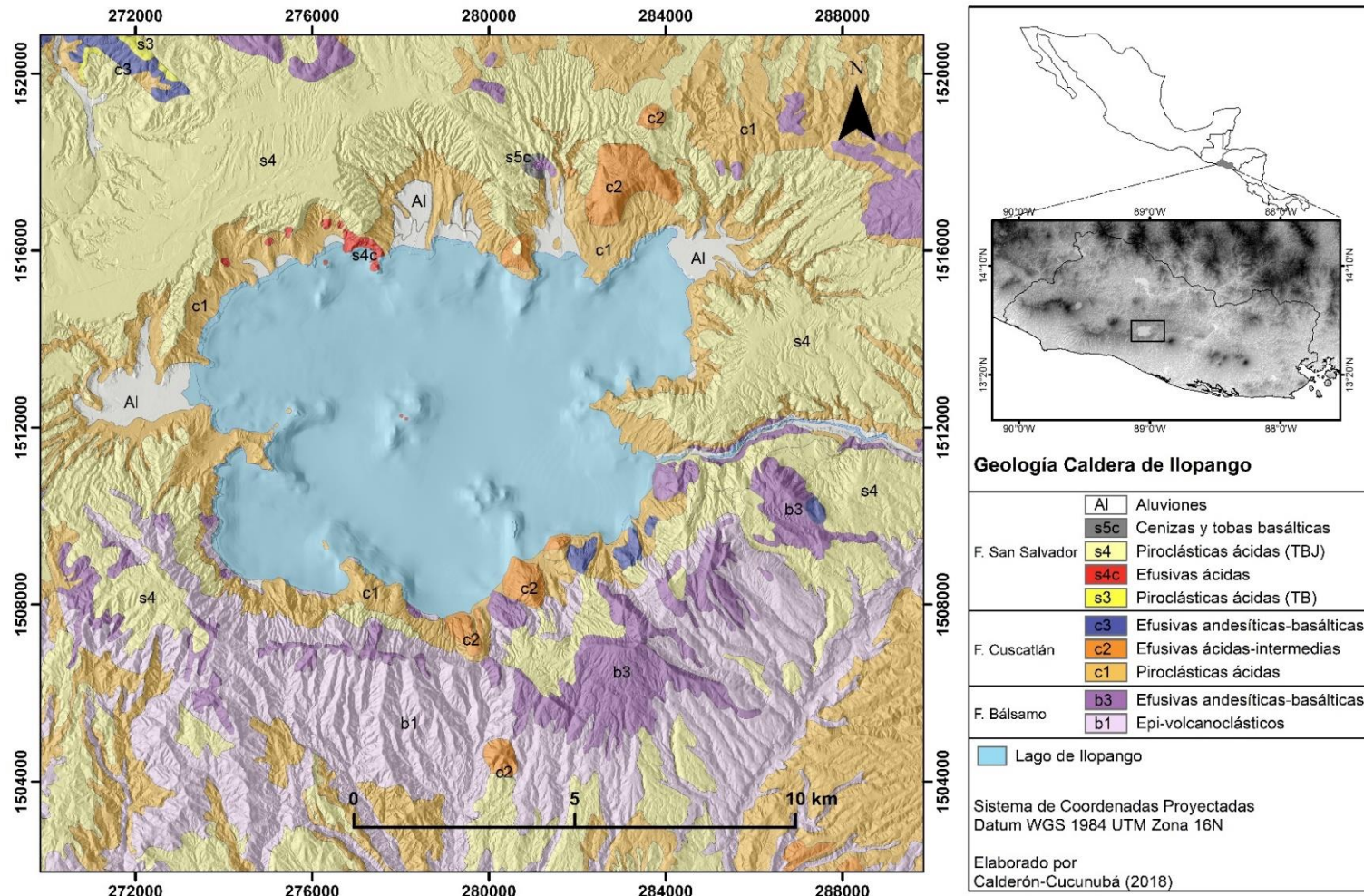


Figura 20. Mapa geológico de la Caldera de Ilopango. Modificado de Weber *et al.* (1974) y Sánchez-Esquivel (2016).

2.5. Tectónica local de la región central de El Salvador y la Caldera de Ilopango

Sobre la República de El Salvador la extensión es conocida como La Zona de Falla de El Salvador (ZFES; Martínez-Díaz *et al.*, 2004), la cual se encuentra paralela a la trinchera Mesoamericana de Guatemala a Costa Rica, y la cual ha formado el valle central de El Salvador o también conocido como el graben central de El Salvador, el cual concentra toda la sismicidad de la zona (Corti *et al.*, 2005; Canora *et al.*, 2012). El principal plano de la ZFES tiene una tendencia E-W y buza hacia el sur (Martínez-Díaz *et al.*, 2004). Tiene 150 km de longitud y 20 km de ancho (Canora *et al.*, 2012), distribuido en un fallamiento de rumbo dextral (Alonso-Henar *et al.*, 2015) con deformación transtensiva pequeña a lo largo de la zona de falla (Alonso-Henar *et al.*, 2014). La tasa de movimiento va desde 4.6 mm/año en su parte central a 1mm/año hacia sus extremos (Alonso-Henar *et al.*, 2014).

La ZFES se extiende desde Guatemala (al occidente), donde se lo conoce como la falla Jalpatagua y continua hasta la Depresión de Nicaragua (al oriente; Canora *et al.*, 2012). Estas fallas han afectado los depósitos y rocas volcánicas de edad Pleistoceno a Holoceno, las cuales presentan rasgos morfo-tectónicos que demuestran su reciente actividad, junto con recientes sismos corticales (Martínez-Díaz *et al.*, 2004; Corti *et al.*, 2005).

En base a estudios geológicos y sismológicos realizados sobre la ZFES, esta aparece como una red compleja de trazos de fallas, por lo que han subdividido la zona en varios segmentos principales de ruptura en función a la diferencia de geometría, cinemática y expresión geomorfológica.

En principio la ZFES había sido dividida en tres segmentos: segmento San Vicente, segmento Berlín y segmento San Miguel, nombrados de oeste a este; pero Funk *et al.* (2009) basados en geomorfología y sensores remotos proponen dos segmentos adicionales: segmento Santa Ana y segmento San Salvador, los cuales se encuentran al oeste del segmento San Vicente.

Luego Canora *et al.* (2010) redefine algunos límites de estos, así como sus nombres (Figura 21), por lo que, de oeste a este, los segmentos son: segmento Occidental, segmento San Vicente, segmento Lempa, segmento Berlín y segmento San Miguel. Aunque Alonso *et al.* (2014) renombra el segmento Lempa como inter-segmento Lempa, ya que el área que esta abarca tiene una deformación distribuida con fallas normales y de rumbo que conecta dos zonas de deformación bien definidas (los segmentos San Vicente y Berlín). En general estos son definidos por Canora *et al.* (2010, 2014) y Alonso-Henar *et al.* (2014) como:

- ❖ Segmento Occidental: la zona está representada por numerosos lineamientos y fallas las cuales se fusionan al occidente con la falla de Jalpatagua en Guatemala. Esta zona tiene una dimensión de 40 km de ancho y 80 km de largo, la cual muestra estructura de graben, ya que las fallas que lo delimitan al norte tienen escarpes orientados hacia el sur, y las fallas del sureste tienen escarpes orientados hacia el norte. En medio, zonas topográficamente bajas, se encuentra ocupado por calderas y volcanes activos, lo que forma una cuenca alargada NW-SE.
- ❖ Segmento San Vicente: Tiene aproximadamente 21 km de longitud, y se extiende desde la Caldera de Ilopango hasta la ciudad de San Vicente. Consta de zonas simples y claras de desplazamiento principal E-W y algunas fallas secundarias con rumbo NW-SE.
- ❖ Segmento Lempa: Cubre el área de 15 km de ancho, desde el volcán San Vicente hasta el Río Lempa. Dentro de esta área, la zona contiene: fallas normales con rumbo NW-SE que tienen una componente de deslizamiento horizontal y fallas de rumbo E-W. Estas fallas favorecen un régimen de extensión local que abre una cuenca estrecha (cuenca Lempa), la cual no muestra escarpes debido a la alta tasa de sedimentación que allí se presenta, por lo que se asocia como una estructura de transtensión.
- ❖ Segmento Berlín: Se extiende desde el río Lempa hasta el Volcán de Berlín por cerca de 24 km. Tienen zonas simples y claras de desplazamiento principal E-W, además presenta algunas fallas secundarias con rumbo NW-SE.
- ❖ Segmento San Miguel: es el más oriental, se extiende por cerca de 60 km desde el Volcán San Miguel hasta el Golfo de Fonseca. Formado por varias fallas pequeñas con rumbo NW en escalón y pequeñas trazas de falla E-W que señalan una zona principal de desplazamiento. La morfología, la estructura y la sismicidad asociadas con este segmento son consistentes con el desarrollo en una etapa temprana de una zona de falla de rumbo.

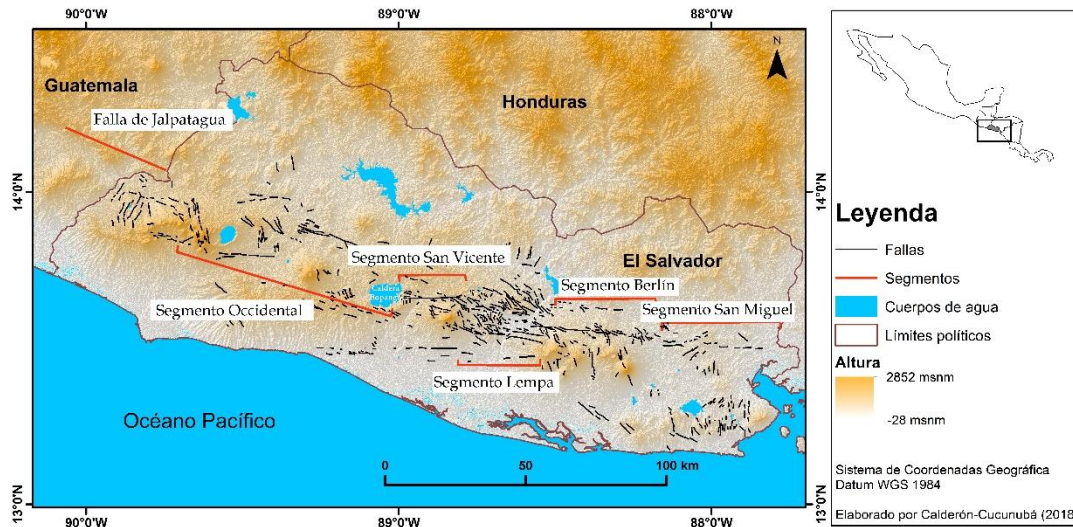


Figura 21. Subdivisión de la Zona de Falla de El Salvador. Modificado de Alonso-Henar *et al.* (2014).

Alonso-Henar *et al.* (2015) realizaron experimentos físicos combinando la transtensión, fallamiento de rumbo, y tectónica extensional para investigar cómo fue la formación y evolución de la estructura del ZFES. Por lo que llegaron a concluir que la ZFES tuvo dos fases de evolución, la cual inició con una fase de extensión, seguido de la fase de desplazamiento horizontal (Figura 22).

Durante la fase de extensión se formaron varios graben por encima de la corteza que se estaba adelgazando, dando facilidad a la colocación de cámaras magmáticas en medio de estos (Aguirre-Díaz *et al.*, 2016b) y por lo tanto formación de volcanes en la zona. De acuerdo con Alonso-Henar *et al.* (2015) esta fase fue consecuencia del *roll-back* de la placa de Cocos, y se dio entre 7.2-6.1 Ma y 1.9-0.8 Ma (edades propuestas por Bosse *et al.* (1978) y Lexa *et al.* (2011), respectivamente).

Luego se da la fase de deslizamiento horizontal, cuyo fallamiento se instaura sobre las fallas establecidas por los graben reactivándolas. Alonso-Henar *et al.* (2015) propone que esta fase comenzó entre 1.9-0.8 Ma hasta el presente.

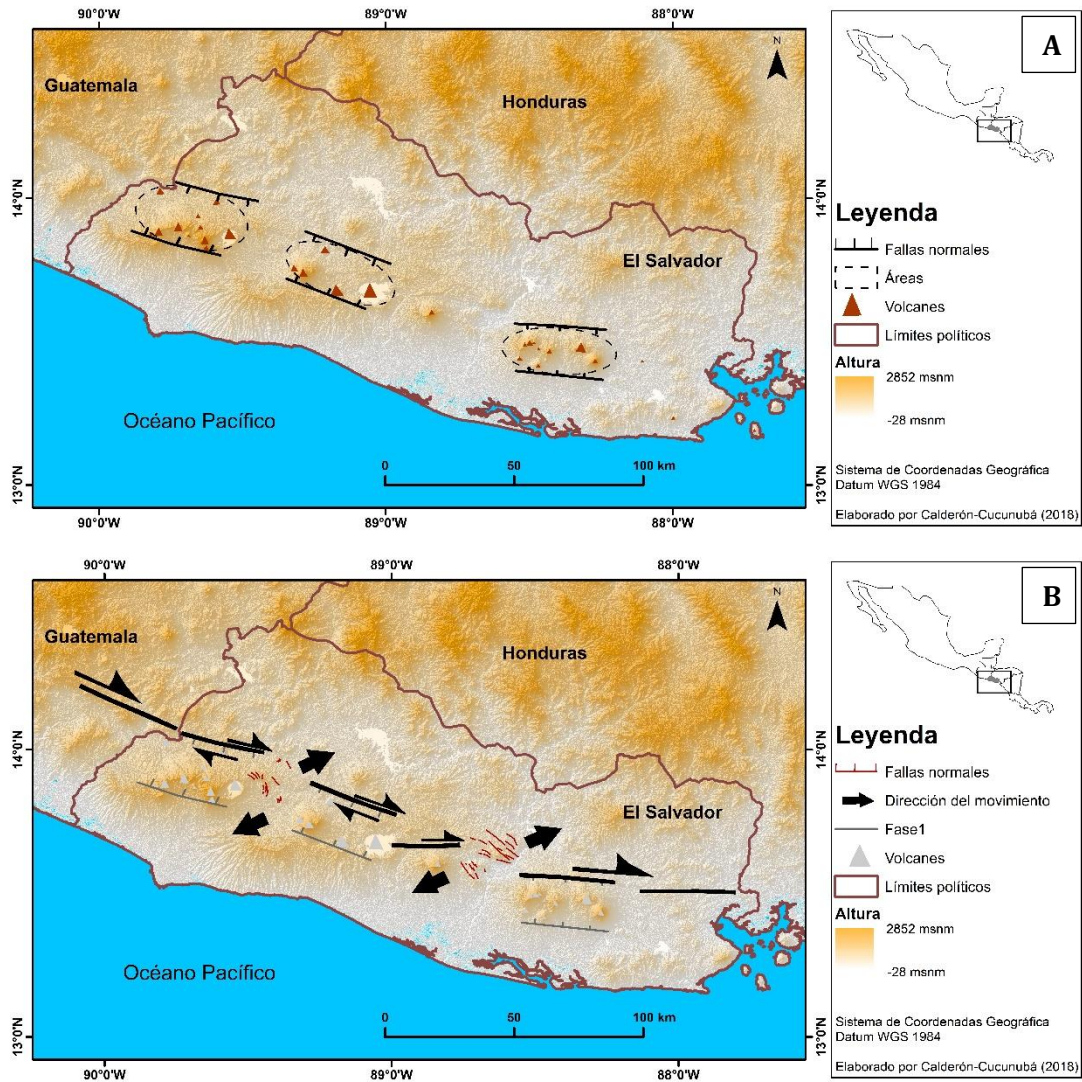


Figura 22. Fases de evolución de la ZFES. **A.** Fase de extensión. **B.** Fase de desplazamiento horizontal. Modificado de Alonso-Henar *et al.* (2015).

3. TÉCNICAS DE ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL PARA LA CALDERA DE ILOPANGO

El análisis morfoestructural es derivado del análisis morfométrico, tal es el caso del trabajo realizado por Wormald *et al.* (2012) sobre la estructura volcánica Monowai en el arco de Tofua-Kermadec. En este, a partir de un MDE, se obtienen los parámetros morfométricos tales como pendiente, aspecto, plano de curvatura, perfil de curvatura y rugosidad, para determinar geoformas volcánicas tales como conos parásitos, y estructurales como fisuras y fallas. Los principales aportes de este trabajo versan sobre el papel relativo de la deformación tectónica y sobre la actividad magmática en la evolución y el desarrollo de estos sistemas volcánicos.

En el análisis morfométrico sobre estructuras volcánicas se pueden derivar diferentes cálculos, no solo morfoestructurales, tal es el caso del estudio de conos de escoria en el campo volcánico de las Tierras Altas de Bakony-Balaton Mio-Plioceno (BBHVF) por Kereszturi y Németh (2012), en el cual se calculó los parámetros básicos tales como la altura, el ancho basal y el cráter, para calcular la relación y el ángulo de inclinación promedio. A partir de estos parámetros morfométricos, ellos trataron de fechar a los conos a través de la morfometría, pero esto no fue posible ya que los resultados son inexactos, debido a que los conos se encuentran dispersos. Así mismo, Aguirre-Díaz *et al.* (2006), lograron hacer una correlación entre los parámetros morfológicos de los conos y su edad en el campo volcánico de Valle de Bravo en México (Aguirre-Díaz *et al.*, 2006)

Por otro lado, el análisis morfométrico puede enfocarse en el área de hidrología tal y como se ve reflejado en el trabajo de Noyola-Medrano *et al.* (2016) realizado sobre la Caldera de Ilopango, en el cual a partir de diferentes MDE se extrajeron datos como el límite del parteaguas, área, perímetro, elevación, pendiente, longitud de drenaje, órdenes de corriente, entre otros, con los cuales se generó un análisis comparativo entre los diferentes MDE para cada dato extraído, con la finalidad de reconocer que la resolución espacial de estos no está directamente ligada con la exactitud de los resultados y que la relación anterior también depende de los datos o técnicas que dan origen al MDE y del rasgo superficial a determinar. Así mismo, se ha realizado otro análisis morfométrico sobre la Caldera de Ilopango para estimar el volumen de las unidades volcánicas generadas por esta estructura, y a partir de estos datos se registra un análisis geoespacial de riesgo volcánico sobre los municipios que rodean a la caldera (Hernández-Hernández, 2017).

Con lo anterior se logra deducir que el análisis morfométrico en áreas volcánicas ha sido utilizado ampliamente, y se ha generado información valiosa para diversas temáticas relacionadas al riesgo volcánico. Por lo tanto, este trabajo ampliará la información obtenida hasta el momento en el área de la Caldera de Ilopango.

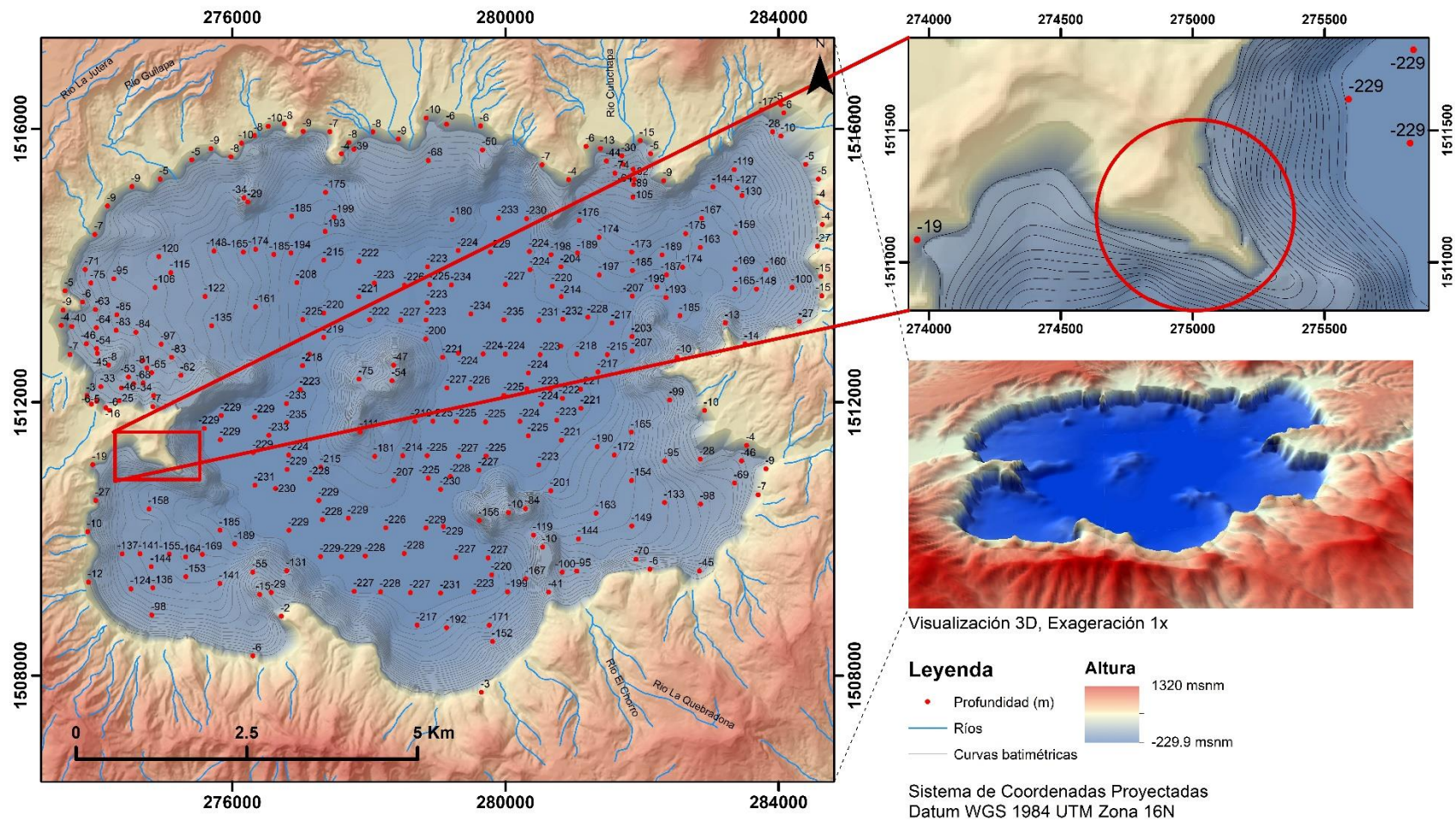
3.1. Métodos de interpolación para la construcción de MDE

Para el análisis morfométrico de la caldera es de vital importancia los MDE, los cuales facilitan el análisis topográfico y la visualización del terreno en zonas de difícil acceso o muy vegetadas como en el caso de El Salvador. Para el caso específico de este trabajo, se contó con dos MDE generados a partir de tecnología LIDAR de 1 m y 5 m de resolución espacial, los cuales fueron gestionados ante el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) de El Salvador por el proyecto CONACYT de ciencia básica No. 240447. Aunque es el mejor MDE que se ha podido obtener de la zona de estudio, este no tiene en cuenta la topografía bajo las superficies de agua, y como la caldera se encuentra ocupada por el Lago de Ilopango, el MDE no permite observar la topografía que existe en el fondo de éste.

Debido a la falta de información topográfica en el lago, Sánchez-Esquivel (2016) generó la carta batimétrica del Lago de Ilopango con curvas de nivel en intervalos de diez metros y el MDE con una resolución espacial de 10 m, a partir de la información obtenida de un sondeo de 279.148 puntos sobre el lago cada 500 m.

Con el MDE-LIDAR y el MDE de la superficie batimétrica del Lago de Ilopango de Sánchez-Esquivel (2016), se realizó la unión de estos *raster* por medio de la herramienta de *Mosaic To New Raster* del conjunto de herramientas de *Raster* en *Data Management Tools* que forman parte de las extensiones de *ArcGIS 10.3*. Y al unirlos se encontró que la superficie batimétrica no se ajustaba con la topografía del MDE-LIDAR. Por un lado, el valor de los píxeles de la superficie batimétrica tenía datos de profundidad y no altitudinal, lo que creó un abismo entre la topografía y el lago como se observa en la Figura 23B. Además, las curvas de nivel de la carta topográfica se superponen a la topografía del MDE-LIDAR (Figura 23A), lo que demostró, que cuando se realizó la carta batimétrica, no se tuvo en cuenta la topografía o posiblemente al extraer los datos del sondeo el nivel del agua del lago se encontraba mucho más alto que cuando fue generado el MDE-LIDAR. Así mismo, la superficie batimétrica cubre algunas islas que el MDE-LIDAR indican que se encuentran sobre el Lago de Ilopango.

Por lo anterior, se decidió volver a generar el MDE de toda la zona de estudio teniendo en cuenta la información de cada píxel del MDE-LIDAR de 5m y los datos de la carta batimétrica del Lago de Ilopango de Sánchez-Esquivel (2016), ya que los datos originales del sondeo realizado por este último no están disponibles.



En primer lugar, con las curvas de nivel batimétricas en intervalos de diez metros, se obtuvo un *raster* batimétrico con la herramienta de *Topo To Raster* del conjunto de herramientas de *Raster Interpolation en 3D Analyst Tools (ArcGIS 10.3)*, especificando que el tamaño de cada celda fuera de 5 m y que el valor que tomara en cuenta de las curvas de nivel fuera la altitud (altura respecto del nivel del mar), y no el valor batimétrico del lago (tomando como cero la altura a la que se en cuenta el lago, y dando valores negativos a la profundidad). Luego se recortó este MDE con el borde extraído a partir del MDE-LIDAR de 5m y teniendo en cuenta las islas que se encuentran en su interior, dando como resultado un nuevo MDE del lago, pero considerando una continuación de los valores de altitud a partir de la cota límite del lago.

Con los dos modelos digitales de elevación, tanto el nuevo del lago generado en el paso anterior y el de LIDAR de 5 m, se extrae el valor de cada pixel en ambos MDE, permitiendo generar una tabla de 5 millones de puntos producto de la unión de ambos. Con estos se busca obtener el MDE del Lago de Ilopango teniendo en cuenta la topografía que lo rodea. Por lo tanto, para generarlo se debe interpolar estos datos, lo que quiere decir que se predecirá valores entre la topografía exterior e interior a partir de una cantidad limitada de puntos de datos de muestra (la tabla de datos ya generada).

Existen dos grupos principales de técnicas de interpolación: las determinísticas y las geoestadísticas (ERSI, 2016l). Ambos se basan en la similitud de los puntos de muestra cercanos para crear la superficie (ERSI, 2016h). Las técnicas determinísticas usan funciones matemáticas para la interpolación, en este caso la interpolación puede ser a partir de los puntos medidos basándose en la similitud (*IDW*), o pueden generarse a partir de grado de suavizado (funciones de base radial) (ERSI, 2016c). Mientras que las técnicas de geoestadísticas como *Kriging*, se basan en métodos estadísticos y matemáticos que se pueden usar para crear superficies y valorar la incertidumbre de las predicciones (ERSI, 2016c). Este último tiene la ventaja de que aparte de generar las superficies de predicción también se genera superficies de error o incertidumbre, que dan indicación de que tan exactas son las predicciones, esto se da como resultado del análisis geoestadístico (ERSI, 2016m).

El análisis geoestadístico se utiliza para explorar el conjunto de datos, examinado la distribución de los valores y evaluando si existen valores atípicos que podrían afectar la interpolación de los datos (ERSI, 2016a). Por lo que una buena interpolación puede darse en su mayoría si los datos siguen una distribución normal o Gaussiana (Webster y Oliver, 2007).

La exploración visual del conjunto de datos se facilita gracias a la herramienta de análisis de datos espaciales exploratorios (*ESDA*) del *software ArcGIS 10.3.*, en la cual se puede conocer si la variable aleatoria sigue una distribución normal evaluando el conjunto de datos por medio del histograma, las medidas de tendencia central (media, moda y mediana), las medidas de dispersión (rango, varianza, desviación estándar y coeficiente de variación) y medidas de forma (curtosis y coeficiente de sesgo; Anexo 3). Pero si con los anteriores no es posible definir si la variable aleatoria sigue una distribución normal será necesario aplicar pruebas de normalidad tales como ajuste Anderson-Darling, prueba Kolmogorov-Smirnov, valor P, entre otros.

Una vez realizado la evaluación estadística de los datos y normalizándolos (en caso de ser necesario), se procede a determinar la tendencia que siguen los datos, ya sea polinomio de primero, segundo o tercer grado, con la finalidad de que el *software* tenga en cuenta esta información para generar la interpolación. Esta es introducida en la extensión de *Geostatistical Analyst (software ArcGIS 10.3.)*.

Para este trabajo se escogieron las dos técnicas de interpolación, en el caso de la determinística se usó el IDW y para la geoestadística se usó el *Kriging* simple, ordinario y universal. Por lo que para escoger el modelo de predicción más cercano a la realidad se hace la comparación de validación estadística, escogiendo aquel con el *Error estándar promedio* más cercano a la *Media cuadrática*, así como la *Media Cuadrática estandarizada* más cercana al 1. A partir del modelo escogido este *raster* se usará como el nuevo modelo digital de batimetría.

Con el nuevo *raster* se procede a recortarlo con el borde del lago extraído a partir del MDE-LIDAR de 5m y teniendo en cuenta las islas que se encuentran en su interior, usando la herramienta *Clip* de *Raster Processing* en el conjunto de herramientas de *Raster* ubicado en *Data Management Tools*. Una vez con el modelo de batimetría recortado se procede a unirlo con el MDE-LIDAR de 1 y 5 m, por medio de la herramienta de *Mosaic To New Raster* del conjunto de herramientas de *Raster* en *Data Management Tools*. Lo que da como resultado el **Modelo Digital de Elevación combinado (MDEc)**, sobre el cual se procede a realizar el análisis morfométrico y morfoestructural de la Caldera de Ilopango. El proceso anteriormente descrito se encuentra resumido en la Figura 24.

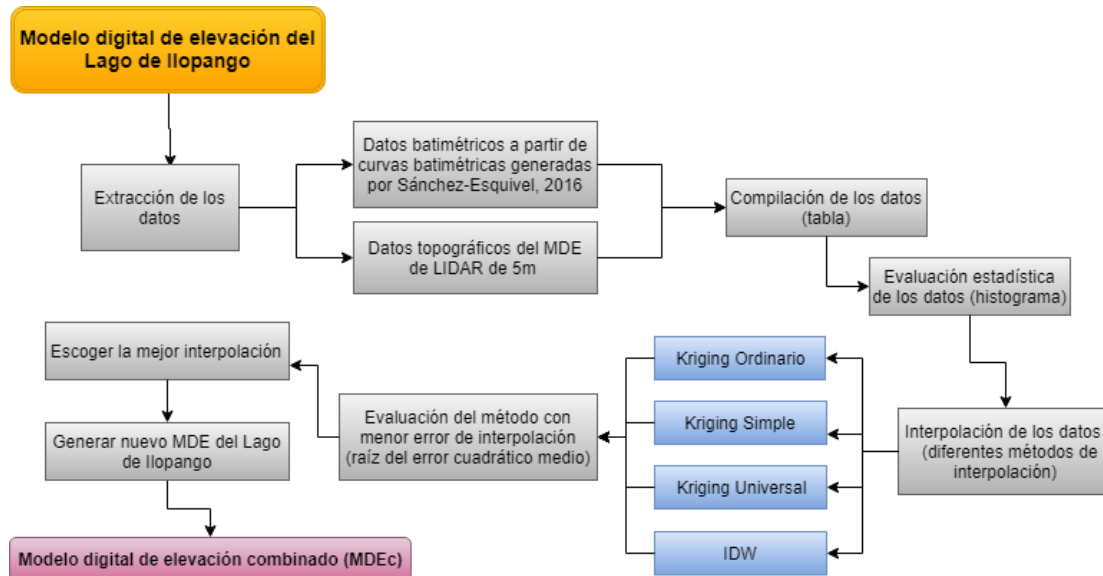


Figura 24. Diagrama de metodología de la generación del MDEc.

3.2. Obtención de parteaguas para delimitar geoformas volcánicas

Las calderas en general se caracterizan por presentar una forma semicircular a elíptica, la cual es visible y fácil de identificar, solo si la estructura no es suficientemente afectada por procesos superficiales y geología reciente del área donde se encuentre. Pero para identificar y delimitar calderas que se han visto afectadas por eventos volcánicos o tectónicos anteriores, es necesario identificar otras geoformas relacionadas a esta. Uno de ellos puede ser por medio de la caracterización del parteaguas de una o varias cuencas que vierten sus aguas al interior de la caldera.

Es así como haciendo uso del MDEc, y por medio del *software ArcGIS 10.3.*, se logra identificar las cuencas que se presentan en la zona, aplicando los algoritmos de las herramientas de la extensión *Hidrology*. Siguiendo la guía de Santana-Arias (2017), en primer lugar, se debe eliminar los espacios vacíos (huecos) o errores del *raster* con la herramienta *fill*. Después se procede a generar el *raster* con información de la dirección de flujo por medio de la herramienta *Flow Direction*, algoritmo que logra identificar el pixel con la pendiente más inclinadas en relación con los pixeles vecinos. El anterior servirá para aplicar la herramienta *Flow accumulation* la cual genera pesos a las celdas y determina la acumulación con respecto a la celda de mayor peso y de pendiente descendente. A partir de la información obtenida anteriormente y por medio de la herramienta *basin*, algoritmo que delimita cada conjunto de celdas pertenecientes a cada cuenca, genera cuencas o microcuencas delineando el parteaguas de cada una (Santana-Arias, 2017).

Una vez escogidas las cuencas cuyas vertientes van en dirección hacia el interior de la caldera (Lago de Ilopango), se crea el polígono de la unión de estas, el cual se considera el límite topográfico de la Caldera de Ilopango. A pesar de la buena precisión del resultado obtenido mediante el análisis hidrográfico a través del MDEc, algunas estructuras volcánicas no relacionadas a la caldera se ven incluidas en este, por lo que hay que delimitarlas, y la intersección entre estos, será el nuevo límite topográfico de la Caldera de Ilopango (Figura 25). A partir de este último es confiable obtener datos morfométricos de la caldera tales como, área, perímetro, cota mínima y cota máxima, e identificación de las principales estructuras y elementos morfológicos definidos por Lipman (2000; ver más atrás 1.2).

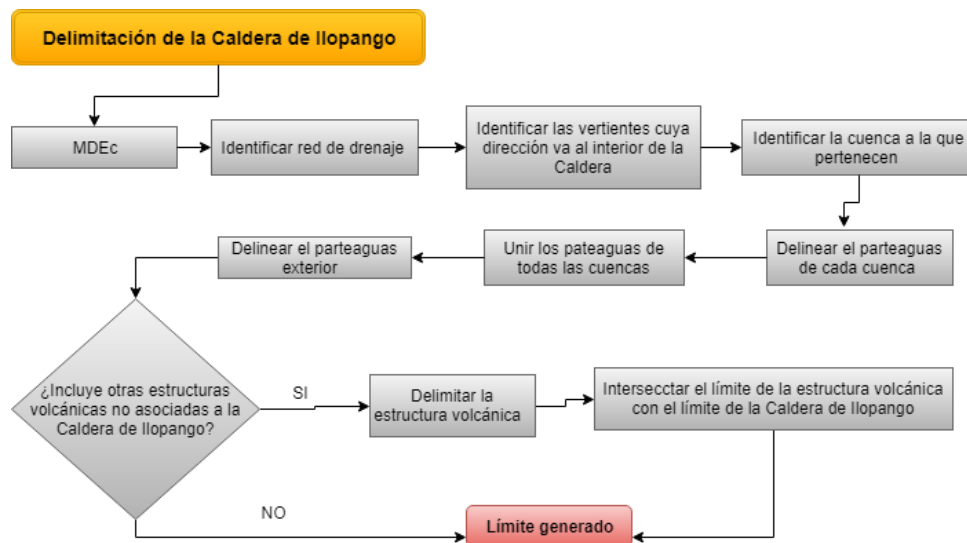


Figura 25. Diagrama de metodología para generar el límite topográfico de la Caldera de Ilopango.

3.3. Parámetros morfométricos derivados de un MDE

Los parámetros son generados a partir de un proceso automatizado del *software ArcGIS 10.3.*, el cual extrae las variables cuantitativas a partir de un MDE. Con la información obtenida a través del *raster* es posible caracterizar la estructura volcánica. Los parámetros geomorfológicos son la pendiente, curvatura y el aspecto:

- a. La pendiente: es el cálculo de la tasa máxima de cambio del valor de la celda respecto a sus ocho celdas vecinas, donde el *software ArcGIS 10.3.* evalúa la celda en una vecindad agrupada en 3x3 (ERSI, 2016e). El cálculo de la pendiente en grados se resume en la Ecuación 1, donde la tasa de cambio (d) de la elevación (z) respecto a la dirección horizontal (x) (conjunto de celdas relacionadas horizontalmente) se define como dz/dx , y la tasa de cambio (d) de la elevación (z) respecto a la dirección en la vertical (y) (conjunto de celdas relacionadas verticalmente) se define como dz/dy (ERSI, 2016e).

$$\text{Pendiente} = \arctan \sqrt{\left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2} * 57.29578 \quad \text{Ecuación 1}$$

Para un conjunto de celdas identificadas de la *a* a la *i*, donde *e* es la celda (Figura 26) a la que se calculará la pendiente:

a	b	c
d	e	f
g	h	i

Figura 26. Conjunto de celdas agrupadas 3x3. Tomado de ERSI (2016e).

La tasa de cambio en la dirección horizontal (dz/dx) de la celda *e* se calcula usando el siguiente algoritmo:

$$\left(\frac{dz}{dx}\right) = \frac{((c+2f+i)-(a+2d+g))}{(8*x \text{ tamaño celda})} \quad \text{Ecuación 2}$$

La tasa de cambio en la dirección vertical (dz/dy) de la celda *e* se calcula usando el siguiente algoritmo:

$$\left(\frac{dz}{dy}\right) = \frac{((g+2h+i)-(a+2b+c))}{(8*y \text{ tamaño celda})} \quad \text{Ecuación 3}$$

Para las zonas como picos y pozos la pendiente local es cero (Favalli y Fornaciai, 2017).

Una vez obtenido el *raster* de pendiente se clasifica la información en las clases propuestas por Van Zuidam (1986) (Tabla 6).

Tabla 6. Clasificación de pendientes, modificado de Van Zuidam (1986).

Clasificación	Grado de Pendiente
Pendiente Baja	< 8°
Pendiente Moderada	8° - 16°
Pendiente Fuerte	16° - 35°
Pendiente Muy Fuerte	> 35°

- b. **El aspecto:** se define como la dirección azimutal de la pendiente, en el cual se evalúa la tasa de cambio máxima del valor de cada celda hacia sus vecinas. El valor de aspecto que se le otorga a las celdas es azimutal (0 a 360°), identificándolos con colores y direcciones (Figura 27), pero en áreas planas se les asigna un valor de -1 (ERSI, 2016d).

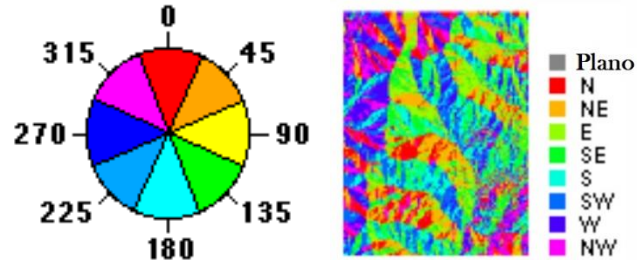


Figura 27. Direcciones de orientación con los respectivos colores que son asignados a las celdas para identificar el aspecto. (ERSI, 2016d).

Así como en la pendiente, la orientación se evalúa sobre una vecindad 3x3 plana (Figura 28), cuya orientación en conjunto será la que se otorgará a la celda central. Esta se ejemplifica en el siguiente conjunto de celdas identificadas de la a a la i , donde e es la celda a la que se calculará el aspecto:

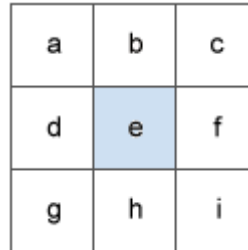


Figura 28. Conjunto de celdas agrupadas 3x3. Tomado de ERSI (2016d).

La tasa de cambio en la dirección horizontal (dz/dx) de la celda e se calcula usando el siguiente algoritmo:

$$\left(\frac{dz}{dx}\right) = \frac{((c+2f+i)-(a+2d+g))}{8} \quad \text{Ecuación 4}$$

La tasa de cambio en la dirección vertical (dz/dy) de la celda e se calcula usando el siguiente algoritmo:

$$\left(\frac{dz}{dy}\right) = \frac{((g+2h+i)-(a+2b+c))}{8} \quad \text{Ecuación 5}$$

Por lo que tomando la tasa de cambio en la dirección x y y de la celda e , la orientación se calcula con la Ecuación 6:

$$\text{Aspecto} = 57.29578 * \arctan^2 \left(\left[\frac{dz}{dx} \right], \left[-\frac{dz}{dy} \right] \right) \quad \text{Ecuación 6}$$

Luego de obtener el valor, este se debe cambiar a grados de acuerdo con los siguientes criterios:

Si el aspecto es < 0 **valor celda** = $90.0 - \text{aspecto}$

Si el aspecto es > 90 **valor celda** = $360.0 - \text{aspecto} + 90.0$

- c. La curvatura: es la segunda derivada de la superficie o mejor dicho es la pendiente de la pendiente (ERSI, 2016j). La curvatura se calcula para una superficie compuesta por una ventana de 3x3 (Figura 29; ERSI, 2016b).

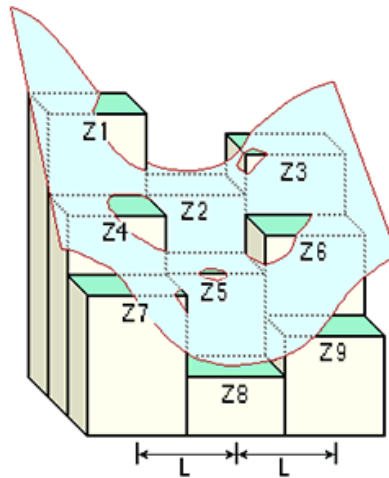


Figura 29. Diagrama de la superficie compuesta representando la curvatura teniendo en cuenta la elevación de las celdas. Imagen tomada de ERSI (2016b).

Como se ha visto en los anteriores parámetros morfométricos, estos se basan en el análisis de una matriz 3x3 de espaciado uniforme, en el cual el valor de cada celda es altitudinal. Evans (1972) discutió exhaustivamente sobre el análisis del terreno, proponiendo una relación de nueve celdas con el punto central de la matriz (Z), por lo que escoge una ecuación cuadrática para relacionarlos, e indicando que a partir de esta relación se pueden derivar los índices topográficos (parámetros geomorfológicos) tales como: aspecto, pendiente y curvatura (plano y perfil; Zevenbergen y Thorne, 1987). Pero análisis posteriores identificaron que la ecuación inicial no relacionaba las nueve elevaciones originales, así que se realizó la modificación de la ecuación, creando una ecuación polinómica de cuarto orden (Zevenbergen y Thorne, 1987) de la forma:

$$Z = Ax^2y^2 + Bx^2y + Cxy^2 + Dx^2 + Ey^2 + Fxy + Gx + Hy + I \quad \text{Ecuación 7}$$

Cuyos parámetros son:

$$A = [(Z1 + Z3 + Z7 + Z9) / 4 - (Z2 + Z4 + Z6 + Z8) / 2 + Z5] / L^4$$

$$B = [(Z1 + Z3 + Z7 + Z9) / 4 - (Z2 - Z8) / 2] / L^3$$

$$C = [(-Z1 + Z3 + Z7 + Z9) / 4 - (Z4 - Z6) / 2] / L^3$$

$$D = [(Z4 + Z6) / 2 - Z5] / L^2$$

$$E = [(Z2 + Z8) / 2 - Z5] / L^2$$

$$F = (-Z1 + Z3 + Z7 - Z9) / 4L^2$$

$$G = (-Z4 + Z6) / 2L$$

$$H = (Z2 - Z8) / 2L$$

$$I = Z5$$

Por lo tanto, la curvatura de una matriz 3x3 se define como:

$$\text{Curvatura} = -2 [D + E] * 100 \quad \text{Ecuación 8}$$

Cuando la curvatura es positiva (+) la superficie es localmente cóncava y es cuando es negativa (-) la superficie es localmente convexa. Pero el valor es cero cuando la superficie es localmente plana (Favalli y Fornaciai, 2017; Figura 30). Los picos tienen un valor de curvatura negativa y los hoyos un valor de curvatura positiva. Este permite identificar zonas de erosión y acumulación (Favalli y Fornaciai, 2017).

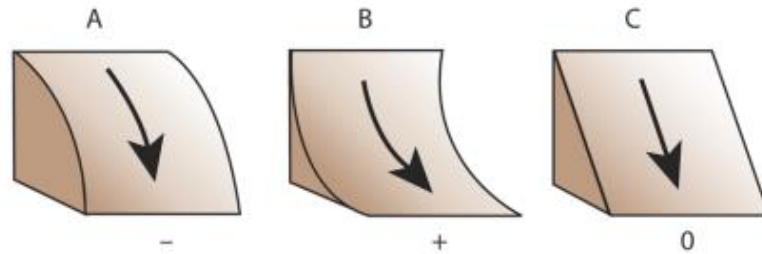


Figura 30. Bloque diagrama de la representación de la curvatura. **A.** Superficie convexa, a la cual se le asigna un valor negativo. **B.** Superficie cóncava, a la cual se le asigna un valor positivo. **C.** Superficie plana, a la cual se le asigna un valor de cero. Tomado de ERSI (2016k).

Los parámetros morfométricos mencionados anteriormente se extrajeron para la Caldera de Ilopango, por lo que el proceso realizado sobre este se resume en la Figura 31.

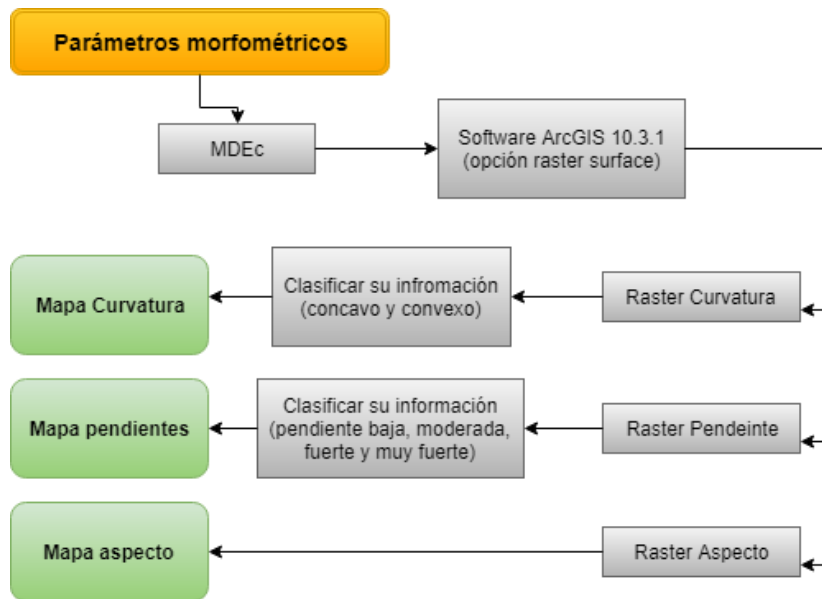


Figura 31. Extracción de parámetros morfométricos en la Caldera de Ilopango.

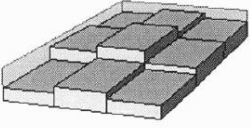
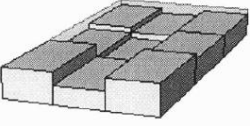
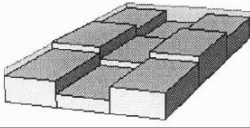
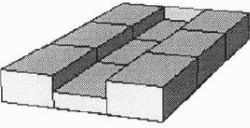
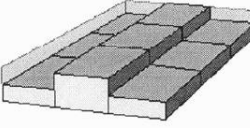
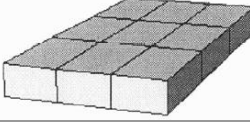
3.4. Rasgos morfométricos derivados de un MDE

Los rasgos morfométricos son generados a partir de un proceso automatizado del *software ENVI 4.7*, el cual examina, sobre el MDE un conjunto de píxeles agrupados generalmente en una matriz 3x3, la relación entre el píxel central con sus vecinos, clasificándolos en categorías basadas en puntos (hoyos, pasos y picos), dos categorías basadas en líneas (canales y crestas) y una categoría basada en áreas (planos; Tabla 7; Figura 32; Wood, 1996).

Los rasgos morfométricos están relacionados con la curvatura transversal (X_{curv}) y longitudinal (Y_{curv}) ya que obtienen su clasificación a partir de la segunda derivada, pero evaluando en este caso no toda la superficie, sino el píxel central respecto a su vecindad. Por lo tanto, en lugares con una pendiente distinta de cero, los rasgos morfométricos serán clasificados de la siguiente manera:

- X_{curv} negativa = canales
- X_{curv} positiva = crestas
- X_{curv} cero = planos (inclinados)
- X_{curv} y Y_{curv} negativa = hoyos
- X_{curv} y Y_{curv} positivos = picos
- X_{curv} y Y_{curv} con signos opuestos = pasos

Tabla 7. Descripción de los rasgos morfométricos con sus segundas derivadas. Modificado de Wood (1996).

Rasgo morfométrico	Expresión de la derivada	Descripción
<p>Pico</p> 	$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} > 0, \quad \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} > 0$	Punto que se encuentra en una convexidad local en todas las direcciones (todos los vecinos más abajo)
<p>Hoyo</p> 	$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} < 0, \quad \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} < 0$	Punto que se encuentra en una concavidad local en todas las direcciones (todos los vecinos más arriba)
<p>Paso</p> 	$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} > 0, \quad \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} < 0$	Punto que se encuentra en una convexidad local que es ortogonal a una concavidad local
<p>Canal</p> 	$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} < 0, \quad \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} = 0$	Punto que se encuentra en una concavidad local que es ortogonal a una línea sin concavidad / convexidad
<p>Cresta</p> 	$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} > 0, \quad \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} = 0$	Punto que se encuentra en una convexidad local que es ortogonal a una línea sin concavidad / concavidad
<p>Plano</p> 	$\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} = 0, \quad \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} = 0$	Puntos que no se encuentran en ninguna superficie concavidad o convexidad

Sobre el área de la Caldera de Ilopango, se extrajo los seis rasgos morfométricos anteriormente descritos, y como resultado se obtuvo el rasgo de cada pixel perteneciente al MDEc. Al extraer los rasgos de pico, hoyo, plano y paso, los cuales solo cubren áreas del tamaño de cada pixel (5x5 m), el *software* selecciono muy pocos pixeles, pero estos al ser muy específicos no permiten la descripción morfológica y morfoestructural del área de la caldera. Por el contrario, los rasgos de cresta y canal si logran evidenciar mejor la morfología que allí se presenta, además de indicar con claridad los escarpes, por su disposición en un patrón paralelo e intercalado entre los dos (Figura 35C), por lo que se decide generar solo los rasgos de canal y cresta.

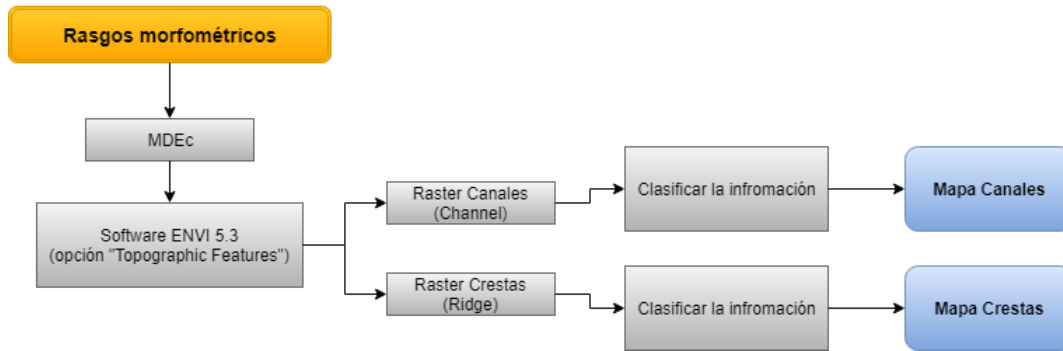


Figura 32. Extracción de rasgos morfométricos en la Caldera de Ilopango.

3.5. Sombreado

Para mejorar la visualización del relieve y observar los rasgos lineales de una forma más remarcada, se obtiene una imagen (*raster*) conocida como sombreado a partir del MDEc con la herramienta de *hillshade* ubicada en *Raster Surface* de *3D Analyst Tools* del software *ArcGIS 10.3*.

Para lograr este efecto, primero se configura la posición de una fuente de luz hipotética (simulando a la luz incidente del sol), con la dirección azimutal (declinación de 0-360°) y la altitud (inclinación de 0-90°; ERSI, 2016f). Estos valores se procesan junto con los cálculos de pendiente y aspecto para determinar el valor de iluminación de cada celda respecto de las celdas vecinas, a los cuales se les asigna tonos de gris en una escala del 0 al 255 (ERSI, 2016f).

La ecuación para obtener el sombreado se expresa:

$$\text{Sombreado} = 255 \left[\langle \cos(Cénit_{rad}) * \cos(Pendiente_{rad}) \rangle + \langle \text{sen}(Cénit_{rad}) * \text{sen}(Pendiente_{rad}) * \cos(Azimut_{rad} - Aspecto_{rad}) \rangle \right] \quad \text{Ecuación 9}$$

Pero para proceder a obtener el sombreado primero se debe cambiar la altitud a ángulo cénit:

$$Cénit_{grad} = 90 - altitud \quad \text{Ecuación 10}$$

Luego este se convierte a radianes:

$$Cénit_{rad} = Cénit_{grados} * \frac{\pi}{180.0} \quad \text{Ecuación 11}$$

Para el azimut, como este se especifica en grados de unidad geográfica (0-360°) se debe cambiar a unidad matemática (ángulo recto):

$$Azimut_{mat} = 360 - Azimut + 90 \quad \text{Ecuación 12}$$

Pero si el azimut matemático es ≥ 360 , entonces:

$$Azimut_{mat} = Azimut_{mat} - 360 \quad \text{Ecuación 13}$$

Luego este se convierte a radianes:

$$Azimut_{rad} = Azimut_{mat} * \frac{\pi}{180.0} \quad \text{Ecuación 14}$$

Así mismo se debe calcular la pendiente con las Ecuaciones 2 y 3, pero como la pendiente debe estar en radianes, la Ecuación 1 se modifica a la Ecuación 15.

$$Pendiente_{rad} = \arctan \left[factor_z * \sqrt{\left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2} \right] \quad \text{Ecuación 15}$$

Para el aspecto en primer lugar se obtiene el resultado de las Ecuaciones 4 y 5.

Si $\left[\frac{dz}{dx}\right]$ no es cero:

$$Aspecto_{rad} = \arctan^2 \left(\left[\frac{dz}{dx}\right], \left[-\frac{dz}{dy}\right] \right) \quad \text{Ecuación 16}$$

Si $Aspecto_{rad} < 0$

$$Aspecto_{rad} = 2 * \pi + Aspecto_{rad} \quad \text{Ecuación 17}$$

Si $\left[\frac{dz}{dx}\right]$ es cero y si $\left[\frac{dz}{dy}\right] > 0$, entonces:

$$Aspecto_{rad} = \pi/2 \quad \text{Ecuación 18}$$

Si $\left[\frac{dz}{dy}\right] < 0$, entonces:

$$Aspecto_{rad} = 2 * \pi - \pi/2 \quad \text{Ecuación 19}$$

Con los resultados de las anteriores ecuaciones, se reemplaza sobre la Ecuación 9 para obtener el valor de sombreado de la celda central. El anterior procedimiento se resume en la Figura 33.

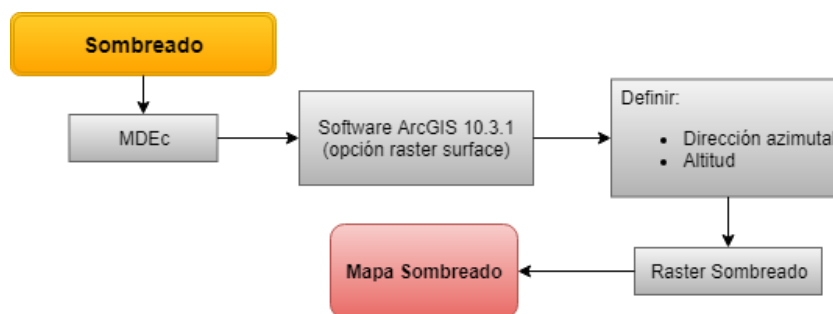


Figura 33. Procedimiento para obtener el sombreado del MDEc.

3.6. Determinación de lineamientos

Una vez con la información obtenida de los anteriores procesos se procede a realizar la determinación de lineamientos (Figura 36) del área que comprende la Caldera de Ilopango haciendo uso del *software ArcGIS 10.3* y *Stereonet 9.9.4*.

El primer *raster* con el que se determinará los lineamientos es el de *sombreado*, obtenido en el apartado 3.5. En este, el ángulo de iluminación claramente afecta la manera en que se visualizan las características del relieve, ya que se pueden mostrar de una manera diferente dependiendo de la dirección de iluminación. Un ejemplo son las características lineales como crestas y valles, las cuales si se encuentran orientadas perpendicularmente a la dirección de iluminación se pueden identificar fácilmente en comparación de si se encuentran paralelas (Favalli y Fornaciai, 2017).

En el caso de la Caldera de Ilopango que su superficie se encuentra modelada por el fallamiento en diferentes direcciones, se debe generar múltiples imágenes de relieve sombreado para facilitar la identificación de estos rasgos estructurales, variando en este caso el valor de declinación (azimut) y dejando constante el valor de la inclinación de la fuente de luz, así como se observa en la Figura 34.

Posteriormente con el *raster* de la *curvatura y pendiente* del área de la Caldera de Ilopango, se superponen estos en transparencia sobre el *sombreado*, lo que facilita la visualización de los lineamientos tanto en su extensión como amplitud, ya que se produce una combinación de color entre las zonas cóncavas con las pendientes bajas y las zonas planas con pendientes altas, donde el último facilitará la identificación de escarpes (Figura 35A).

Los escarpes característicos del fallamiento normal asociado a la distensión han de ser diferenciados correctamente de aquellos escarpes producto de procesos superficiales o fenómenos de remoción en masa. Por ello es importante el uso del parámetro morfométrico de aspecto que permite diferenciar los rasgos direccionados (Figura 35B), y del uso de los rasgos morfométricos tales como canales y crestas, los cuales presentan una intercalación muy fina sobre los escarpes de falla (Figura 35C).

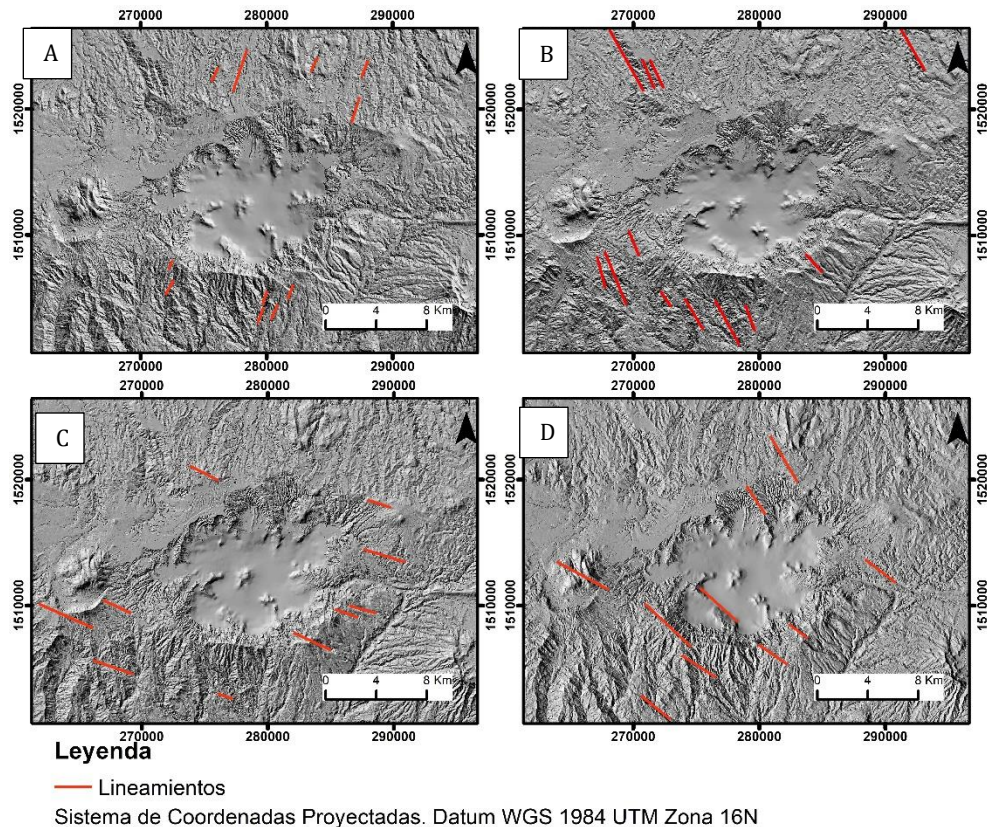


Figura 34. Sombreado del MDEc de 5m, con luz del sol ubicada a 45° de altitud. **A.** Sombreado con azimuth de 45° , facilita la observación de lineamientos con sentido NE-SW. **B.** Sombreado con azimuth de 360° , facilita la observación de lineamientos con sentido NW-SE. **C.** Sombreado con azimuth de 315° , facilita la observación de lineamientos con sentido W-E. **D.** Sombreado con azimuth de 270° , facilita la observación de lineamientos con sentido NW-SE.

Una vez identificado los lineamientos, se agrupa aquellos que presentan escarpe o desplazamiento de aquellos que no lo muestran. Los últimos se clasifican como lineamientos o fracturas, y se procede a extraer y analizar sus rumbos en un diagrama de rosa graficado por medio del *software Stereonet 9.9.4*. Para definir la orientación principal de éstos, se utiliza el parámetro de longitud al cual se le proporciona un peso para obtener las principales direcciones, ya que la baja cantidad de extensas fallas y la gran cantidad de fallas con poca longitud, podría enmascarar la dirección principal de los lineamientos, debido a que el diagrama de rosas se basa en la frecuencia de sus datos. Por otra parte, para los lineamientos que presentan escarpes y/o desplazamientos se agrupan como fallas, obteniendo de esta información de rumbo. A partir de esta información se genera el diagrama de rosas para cada uno, a través del *software Stereonet 9.9.4*, con los cuales se podrá confirmar los esfuerzos que afectan el área de la Caldera de Ilopango (Figura 36).

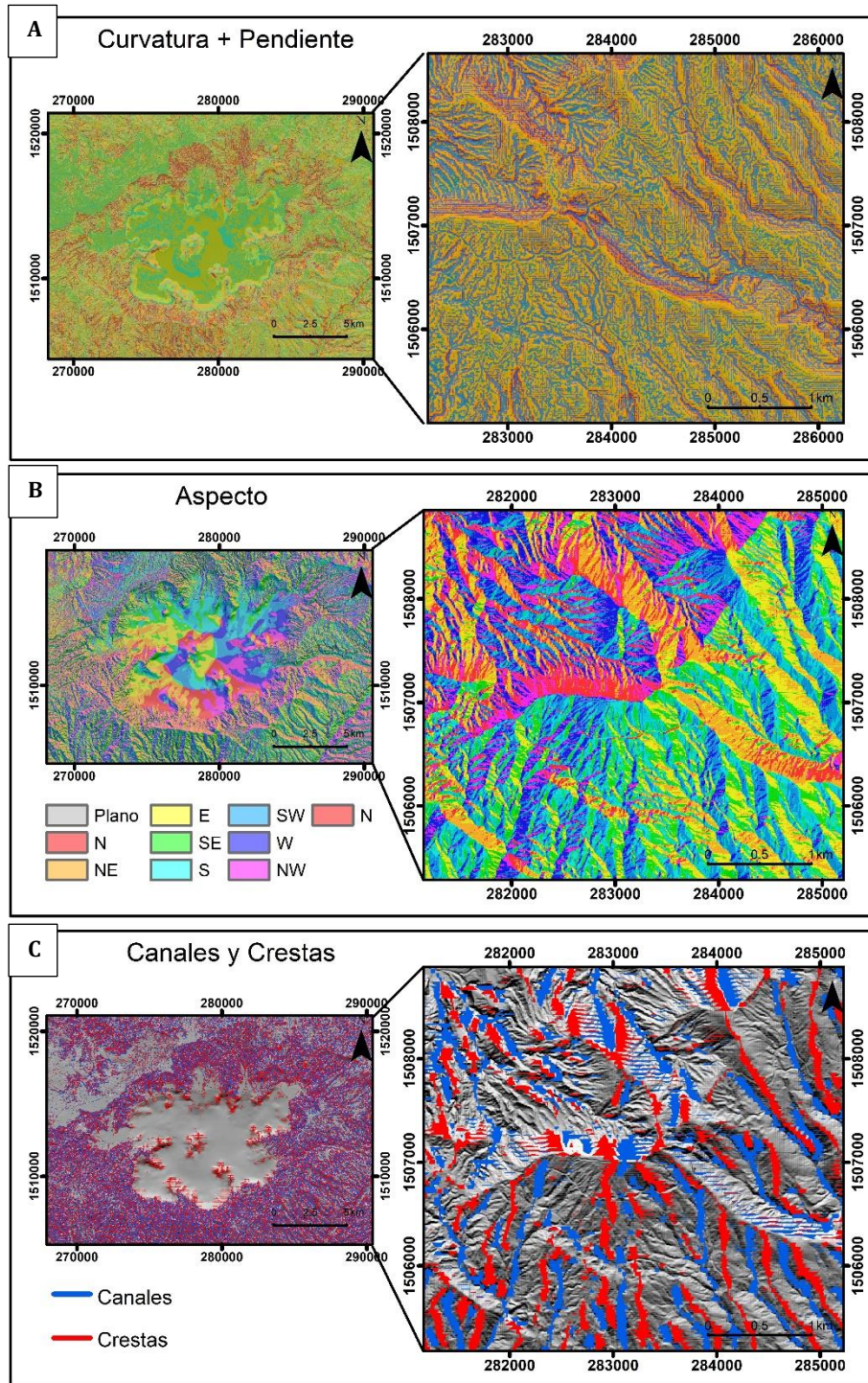


Figura 35. Delimitación de lineamientos y escarpes usando parámetros y rasgos morfométricos. **A.** Acercamiento que permite observar la combinación del *raster* de pendiente y curvatura sobre el *raster* de sombreado. **B.** Acercamiento del *raster* del parámetro de aspecto sobre el sombreado. **C.** Acercamiento mostrando la combinación de los rasgos de canales y crestas encima del *raster* de sombreado.

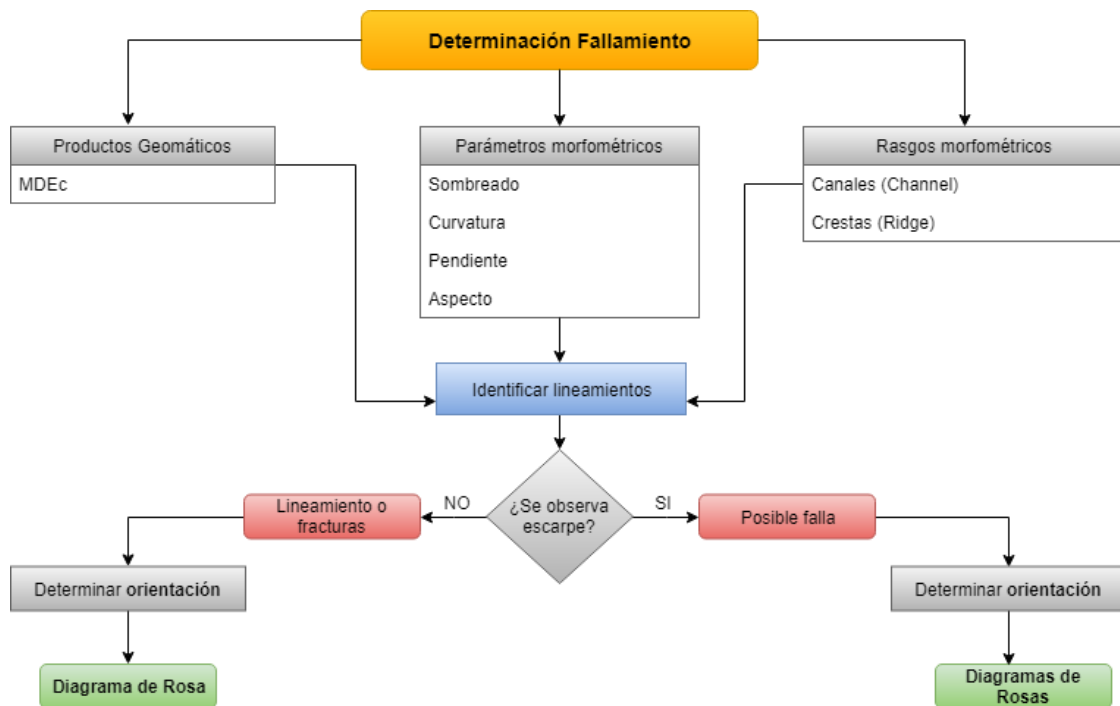


Figura 36. Metodología de la determinación de lineamientos y fallamiento sobre el área de la Caldera de Ilopango.

4. RELACIÓN ENTRE LA FORMA Y ESTRUCTURA DE LA CALDERA DE ILOPANGO

A partir de la metodología descrita en el tercer capítulo se obtienen los siguientes resultados morfométricos y morfotectónicos de la Caldera de Ilopango.

4.1. Topografía de la Caldera de Ilopango

Con el análisis estadístico exploratorio de los datos previo a la generación de la superficie de predicción (en el caso de los métodos geoestadísticos), se define que el conjunto de datos (topografía) no tiene una distribución normal. Es por ello que sobre estos se le debe realizar una transformación de tipo logarítmica porque de acuerdo con el histograma estos se encuentran sesgados positivamente (a la derecha, Figura 37A). Así mismo la tendencia de los datos es de segundo orden ya que gráficamente se presenta una línea curva en la gráfica de tendencia cuadrática (Figura 38). Posteriormente los datos se ajustan a un modelo teórico (función o curva) para garantizar una predicción aceptable mediante la técnica de *kriging*. Para este efecto el semivariograma tipo estable es la función más apropiada para generar la curva que mejor ajusta a la mayoría de los datos (Figura 39).

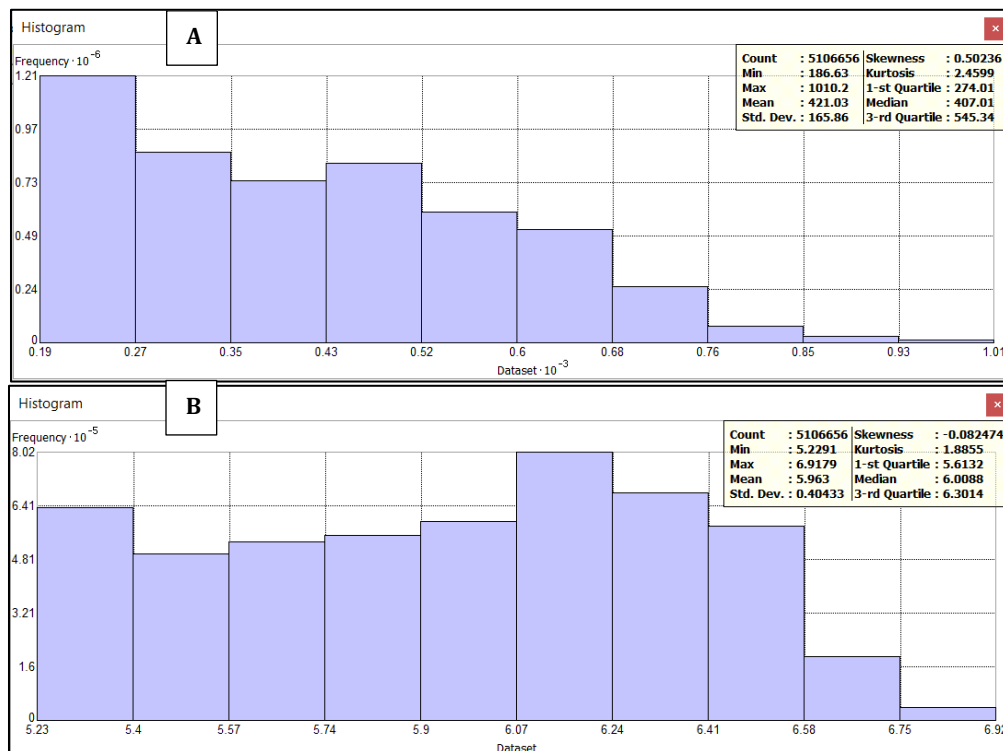


Figura 37. Histograma de frecuencias de los datos topográficos sobre la Caldera de Ilopango. **A.** Histograma sesgado a la derecha **B.** Histograma con transformación logarítmica.

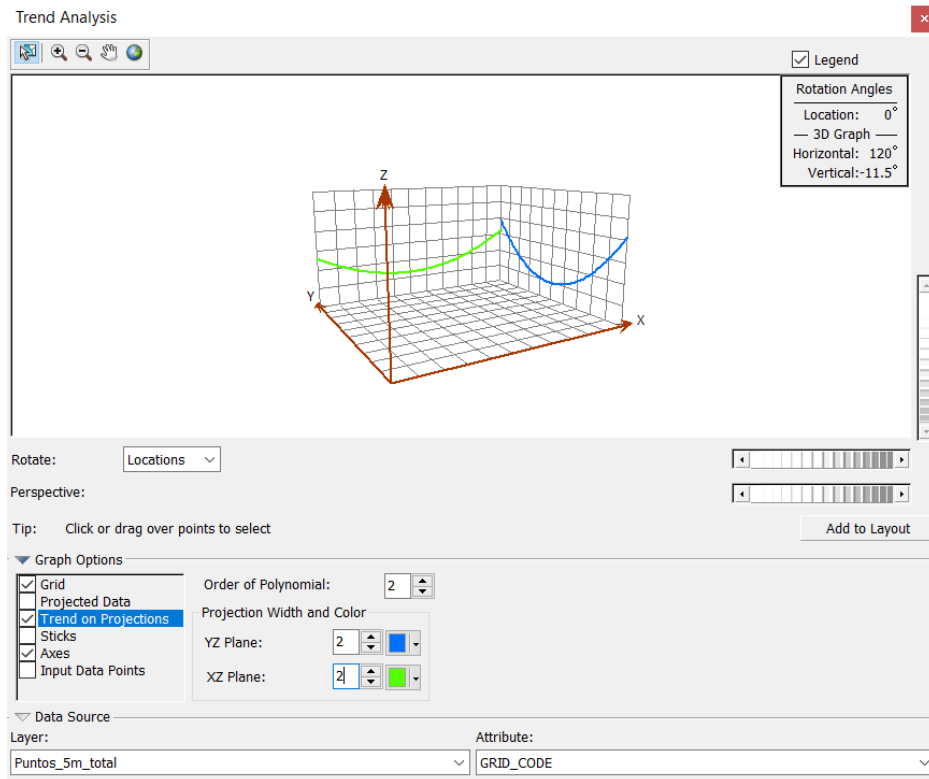


Figura 38. Análisis de tendencia sobre los datos topográficos de la Caldera de Ilopango.

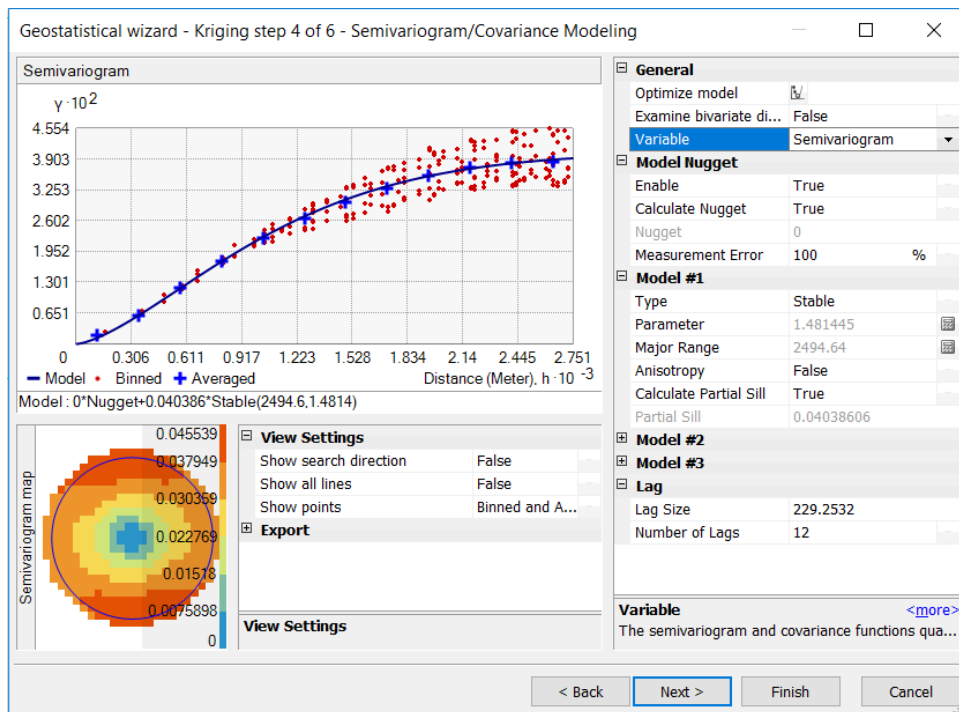


Figura 39. Semivariograma del conjunto de datos topográficos de la Caldera de Ilopango.

Una vez generado los cuatro modelos de predicción tanto geoestadísticos como el determinístico, se hace la comparación entre estos por medio de la evaluación de los métodos de los errores de predicción. Por lo que el método que más se acerca a la realidad batimétrica del fondo del lago es el *kriging* Simple (Figura 40).

Continuando con la metodología (ver apartado 3.1.) una vez obtenido el *raster* del MDE del interior del Lago de Ilopango este se une con MDE-LIDAR de 5 m y da como resultado el **MDEc** (Figura 41). Con este se obtienen las curvas de nivel del Lago de Ilopango y se evalúa la coherencia de la topografía entre el MDE generado por la interpolación y por LIDAR por medio de la evaluación 3D (Figura 42), para comparar y mostrar que se logró generar un solo MDE de la Caldera de Ilopango, con respecto a la Figura 23.

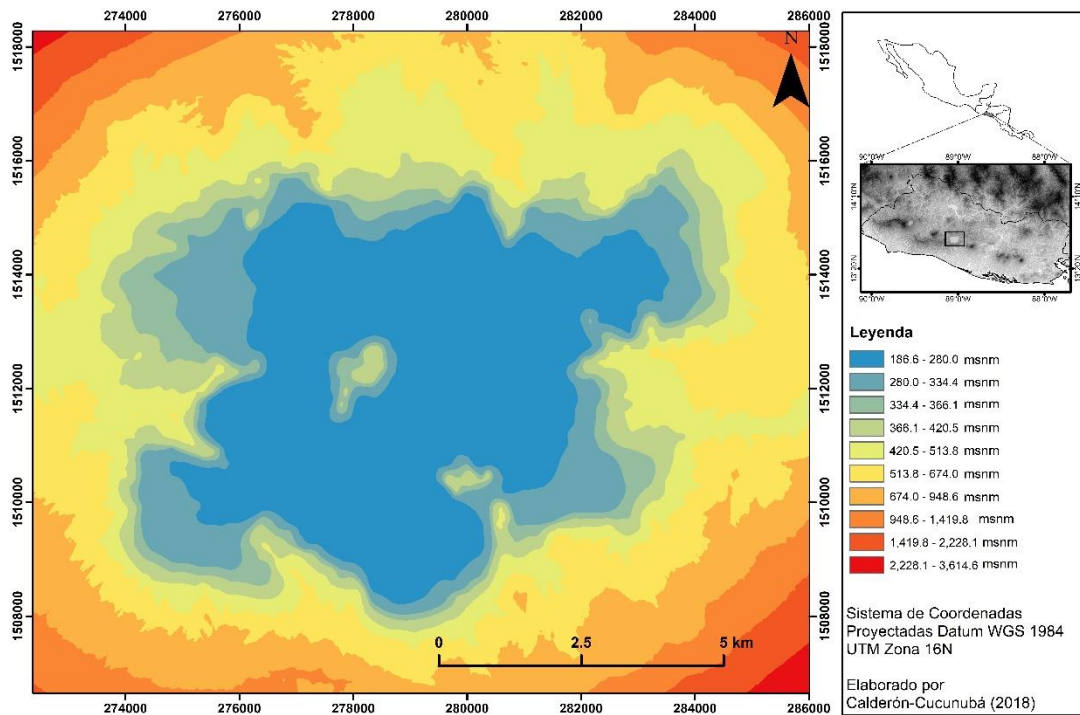


Figura 40. Raster del modelo de predicción topografía del interior del Lago de Ilopango a partir de la técnica de *Kriging* simple.

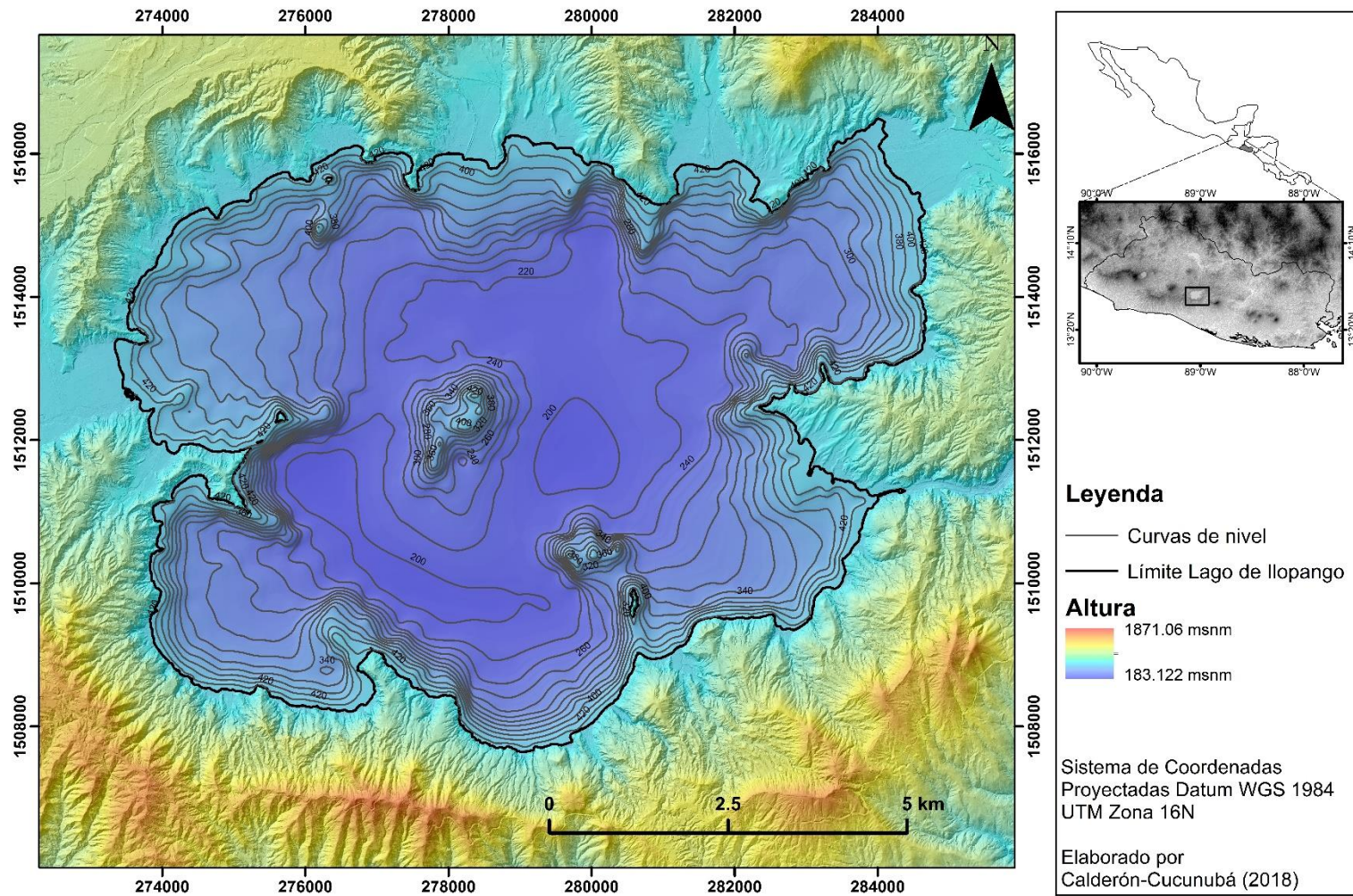


Figura 41. MDEc del área de la Caldera de Ilopango.

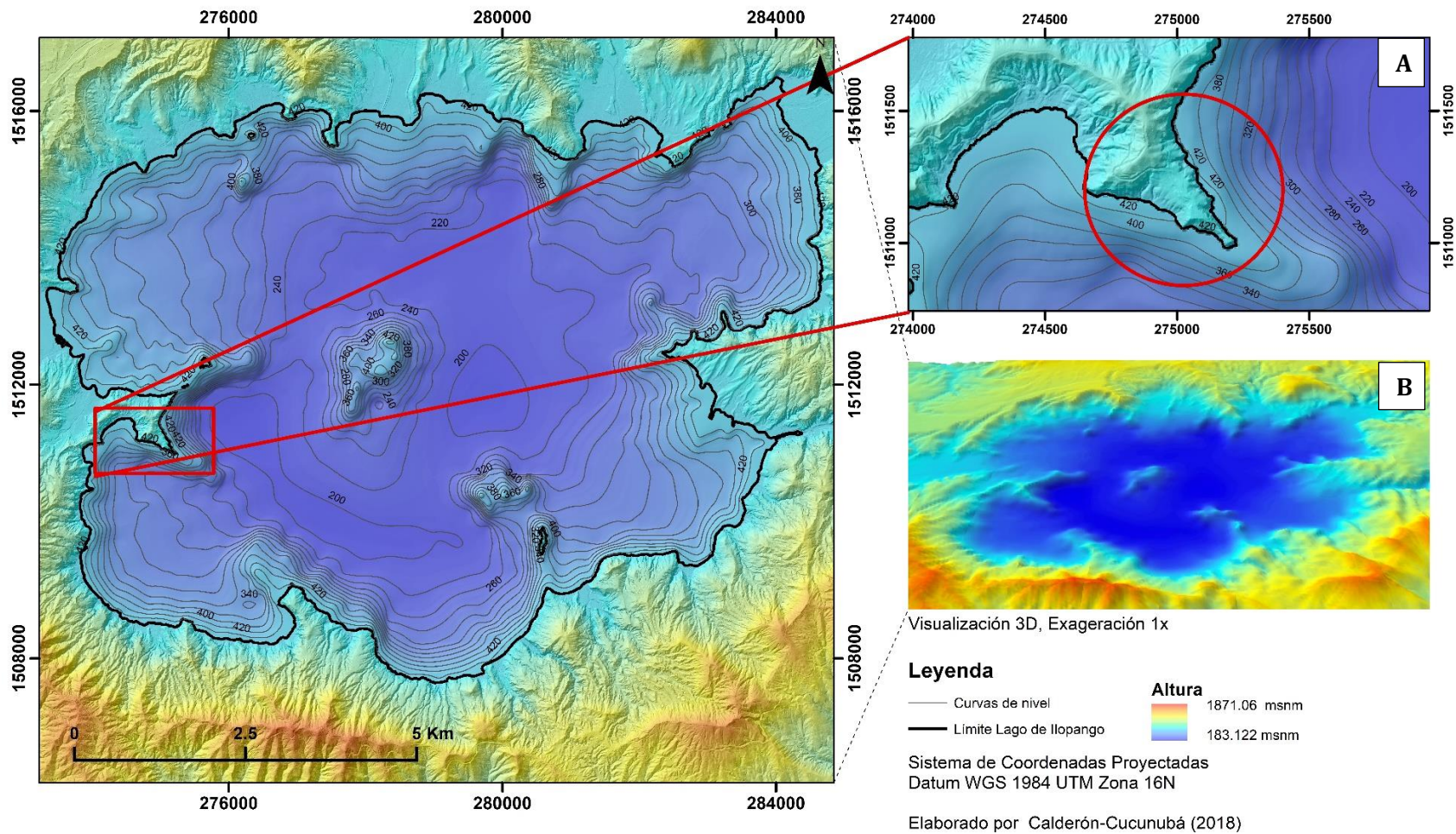
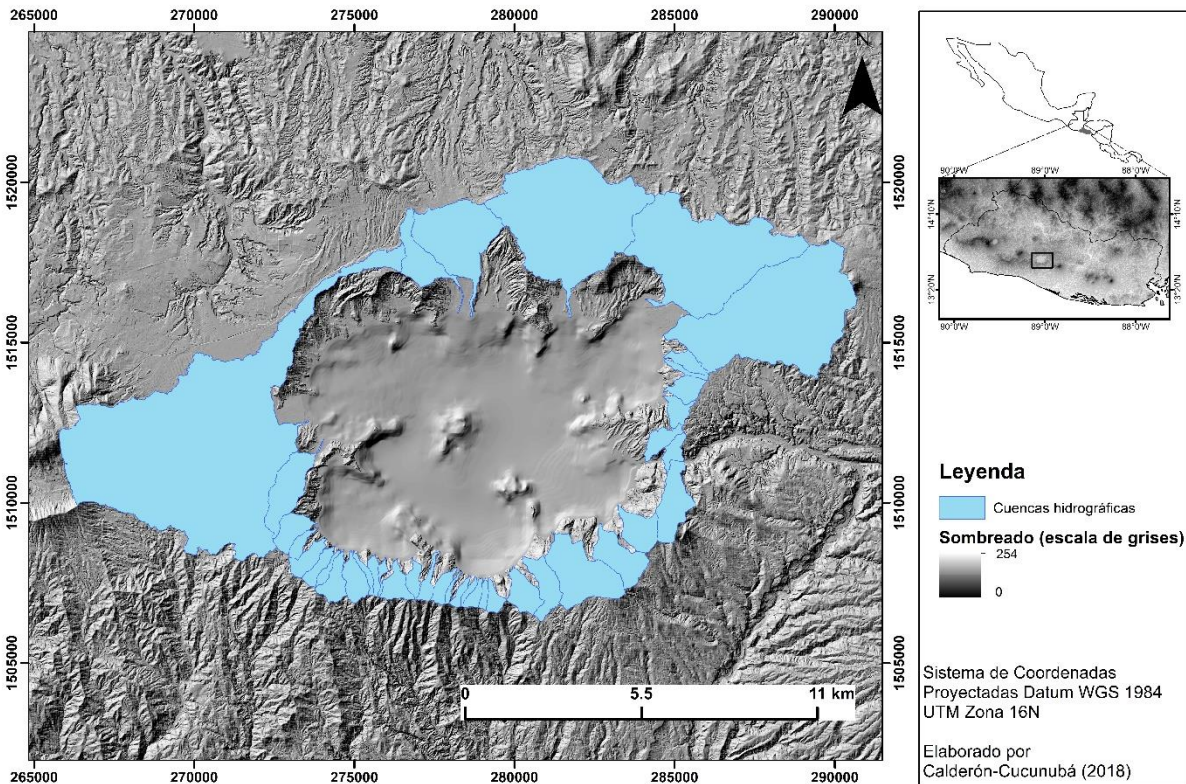


Figura 42. Evaluación del MDEc del área de la Caldera de Ilopango **A.** Ampliación del área donde las curvas de nivel de la batimetría son coherentes con la topografía (círculo rojo). **B.** Visualización 3D del MDEc, con una exageración de 1x.

4.2. Nuevo límite topográfico de la Caldera de Ilopango

La Caldera de Ilopango en muchos casos ha sido delimitada por el Lago de Ilopango, pero este no es el borde topográfico, que encierra el área que subsidio. Por lo tanto, conociendo que las calderas son una depresión en donde la escorrentía superficial llega a su interior y de acuerdo con la metodología usada en el anterior capítulo (ver más atrás 3.2), a través de la caracterización hidrográfica e identificando las cuencas cuyas vertientes drenan al interior de la caldera (Lago de Ilopango), el límite de estas (parteaguas) define el borde topográfico de la Caldera de Ilopango.

Como primer paso se obtuvo las cuencas que se encuentran en el área de la caldera, y se escogió aquellas cuyos afluentes llegan al interior de la caldera (Figura 43). Posteriormente se delineó y se unió los parteaguas de las anteriores cuencas, a partir del cual se define el primer límite topográfico de la caldera (Figura 44). Adicionalmente se evaluó si este incluye otras estructuras volcánicas no asociadas a la caldera, pero dado que, si incluyó, estas se delimitaron (Figura 45) y se interceptaron con el primer límite topográfico generado, lo que permitió definir el límite topográfico final de la Caldera de Ilopango (Figura 46).



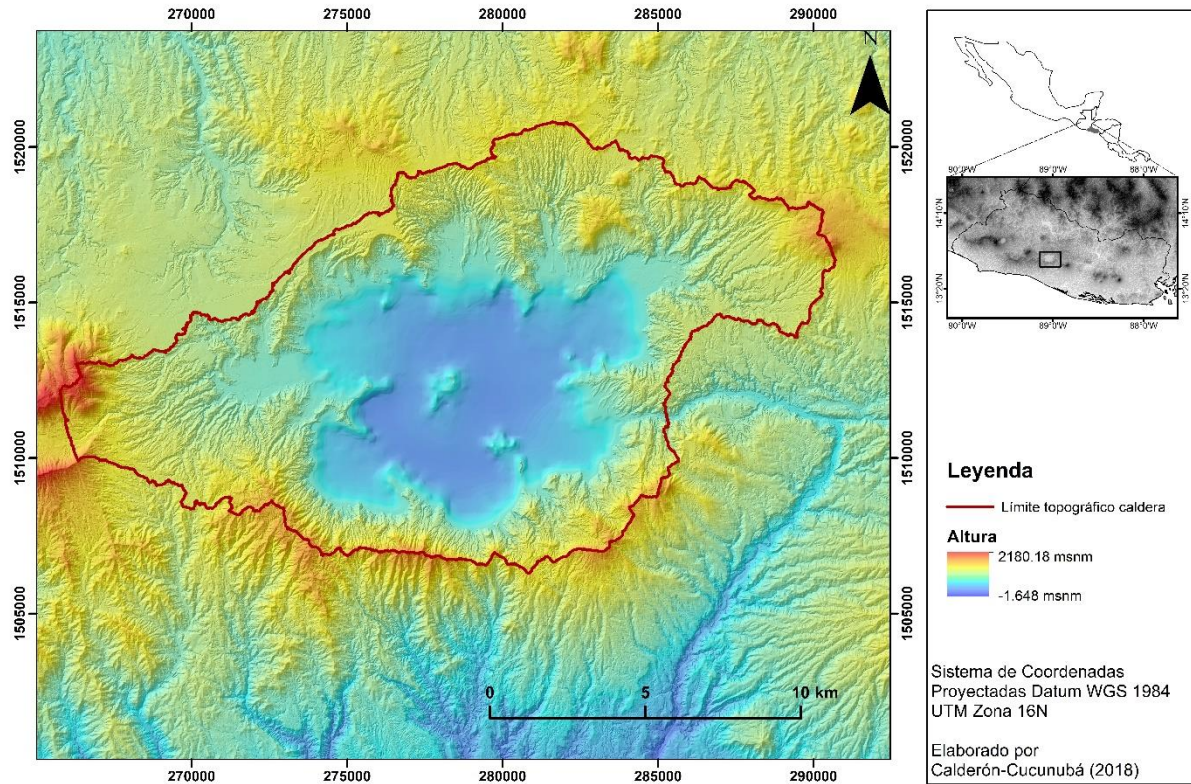


Figura 44. Primer límite topográfico de la Caldera a partir del parteaguas.

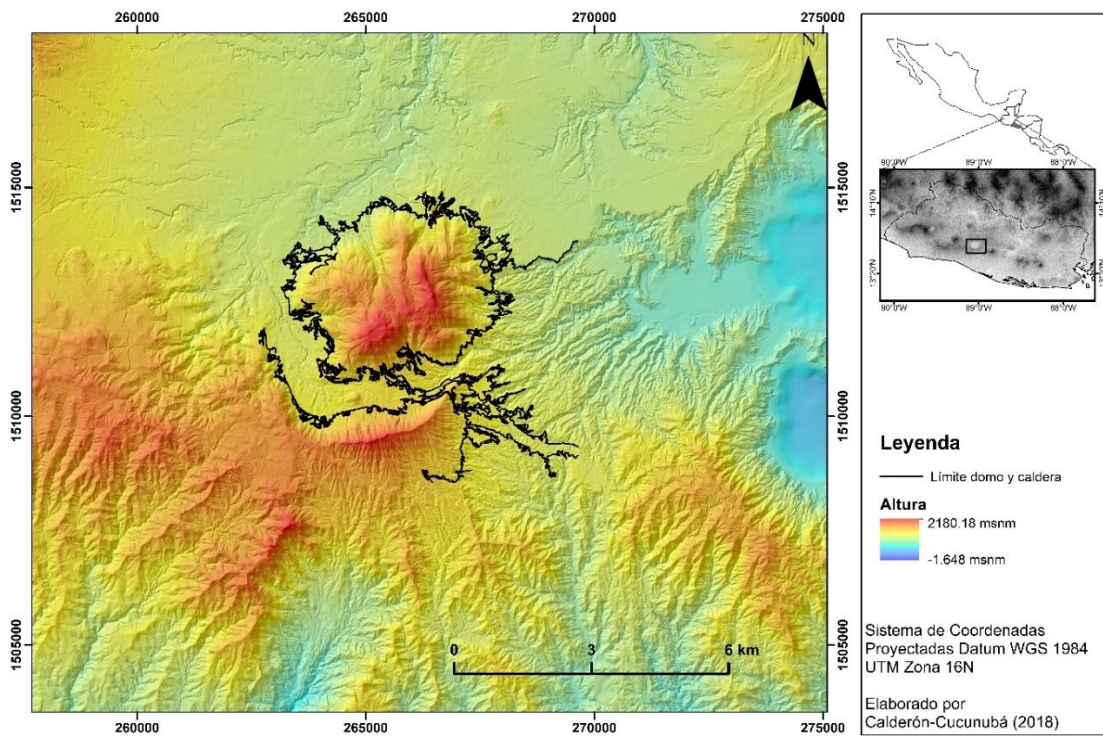


Figura 45. Delimitación de estructuras no asociadas a la caldera

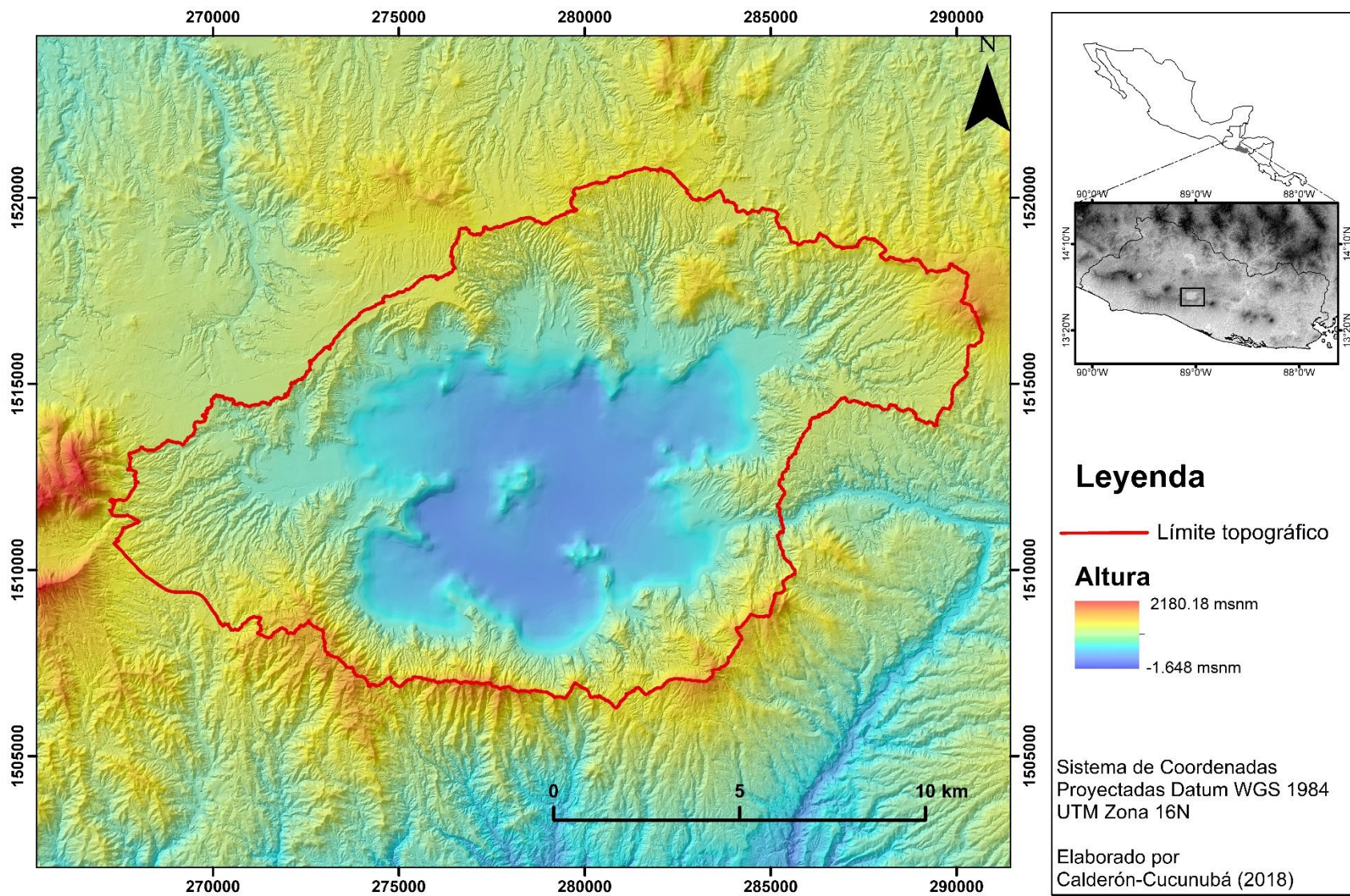


Figura 46. Limite topográfico final de la Caldera de Ilopango.

4.3. Parámetros y rasgos morfométricos de la Caldera de Ilopango

Por medio del proceso automatizado del *software ArcGIS 10.3*, se obtuvo los parámetros morfométricos de pendiente, curvatura y aspecto, los cuales se reclasificaron para visualizar mejor sus resultados (ver más atrás 3.3).

En el caso de la pendiente, con su información y clasificación se logra identificar las zonas de pendiente baja ($0-8^\circ$), moderada ($8^\circ-16^\circ$), fuerte ($16^\circ-35^\circ$) y muy fuerte ($35^\circ-85.6^\circ$; Figura 47). Con la curvatura se define las zonas cóncavas y convexas las cuales están asociadas con los cauces y las crestas (Figura 48). Y por último el aspecto que indica la orientación de la superficie en dirección azimutal (Figura 49).

Con el mapa de pendientes (Figura 47), se puede diferenciar que en las paredes internas de la caldera presenta pendientes fuertes a muy fuertes, en la transición de las laderas hacia el interior del lago las pendientes tienden a ser fuertes a moderadas, y en el interior del lago la pendiente es muy baja junto con las planicies que bordean el lago al norte.

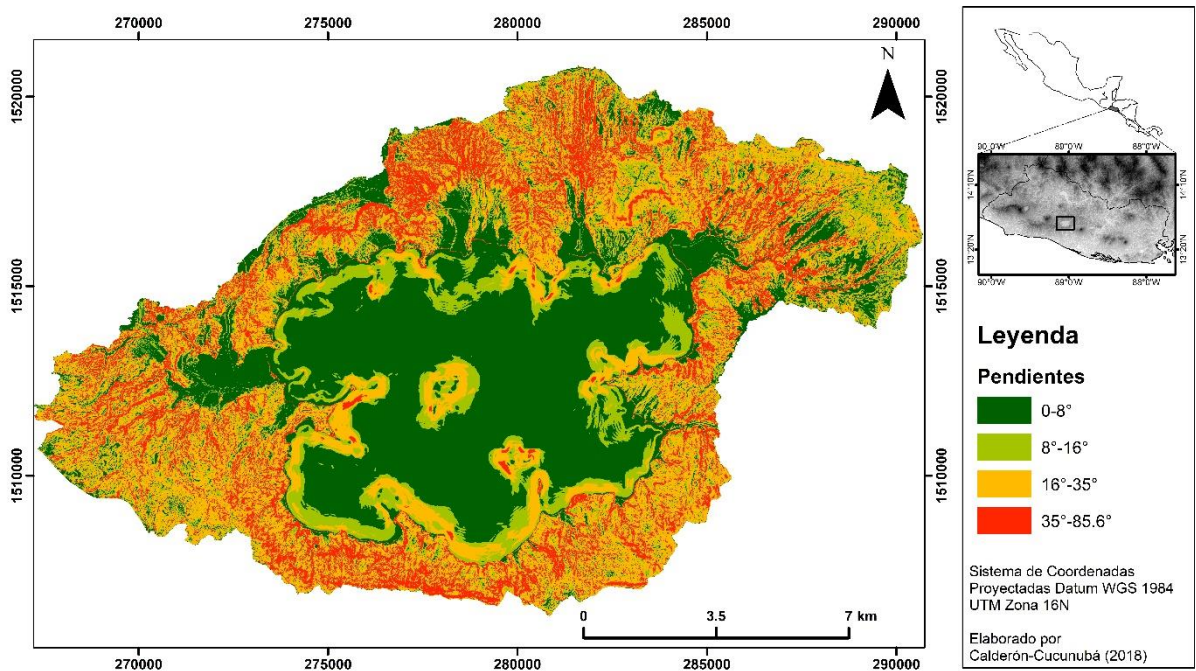


Figura 47. Mapa de pendientes de la Caldera de Ilopango.

Con el mapa de curvatura (Figura 48), se logra diferenciar las zonas cóncavas y convexas asociadas a las vertientes y crestas generalmente. La Figura 48 abarca una amplia área donde la curvatura se observa muy general y no se alcanza a apreciar las zonas cóncavas y convexas debido a la alta resolución espacial del MDE de la zona que cubre LIDAR, así que para diferenciar la curvatura se debe realizar un acercamiento sobre las zonas de interés. Aun así, por la baja resolución del MDE del Lago de Ilopango se logra apreciar mejor la curvatura, donde se puede observar que el fondo del lago en general es cóncavo y sus laderas presentan terrazas, posiblemente debido a depósitos lacustres.

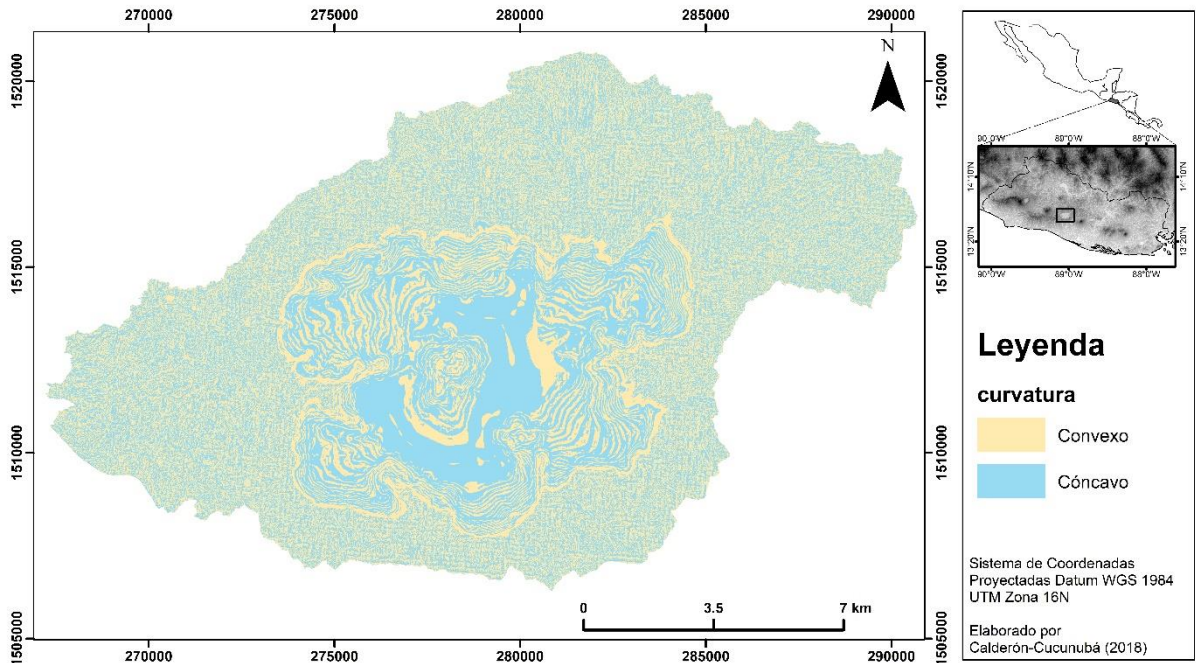


Figura 48. Mapa de curvatura de la Caldera de Ilopango.

Con el mapa de aspecto (Figura 49), se observan un conjunto de superficies de color azul en la parte sur de la caldera, orientadas preferentemente hacia el SW; así mismo en el costado norte de la caldera se encuentra un conjunto de superficies de color roja y amarillo los cuales de acuerdo con la clasificación tienen una orientación preferente hacia el N. Por otra parte, dentro del lago se encuentran dos colores alargados, el primero es el de color rojo y fucsia en la parte SE del lago, la cual indica una dirección preferente hacia el NW, mientras la superficie de color amarilla y verde que se ubica hacia el NW del lago, tienen una dirección preferente hacia el E. Por último, el domo central del lago (Islas quemadas) se diferencia porque sobre este aparecen toda la gama de colores de manera circular, mostrando todas las direcciones posibles. A partir de la información anterior se logra diferenciar los primeros conjuntos de lineamientos.

Con el *software ENVI 4.7*, a partir de un proceso automatizado (ver más atrás 3.4), se obtuvo los rasgos morfométricos de Canales y Crestas. El *software* clasificó como canales a los píxeles que se encuentran en una concavidad local respecto a sus vecinos (Figura 50) y como crestas a los píxeles que presentan una convexidad local respecto a sus vecinos (Figura 51).

De los canales se puede observar que en general el área de la caldera se encuentra muy disectada por la escorrentía superficial la cual continua en menor medida hacia el borde interior del lago, pero finalizan a los pocos metros de su ingreso hacia el interior. Casi en la misma medida que los canales las crestas son muy abundantes en las laderas de la caldera, por la alta erosión que allí se presenta, y hacia el interior del lago se puede apreciar crestas en los bordes ya que allí aún hay estructuras de elevadas, pero las cuales finalizan a los pocos metros de su ingreso hacia el interior.

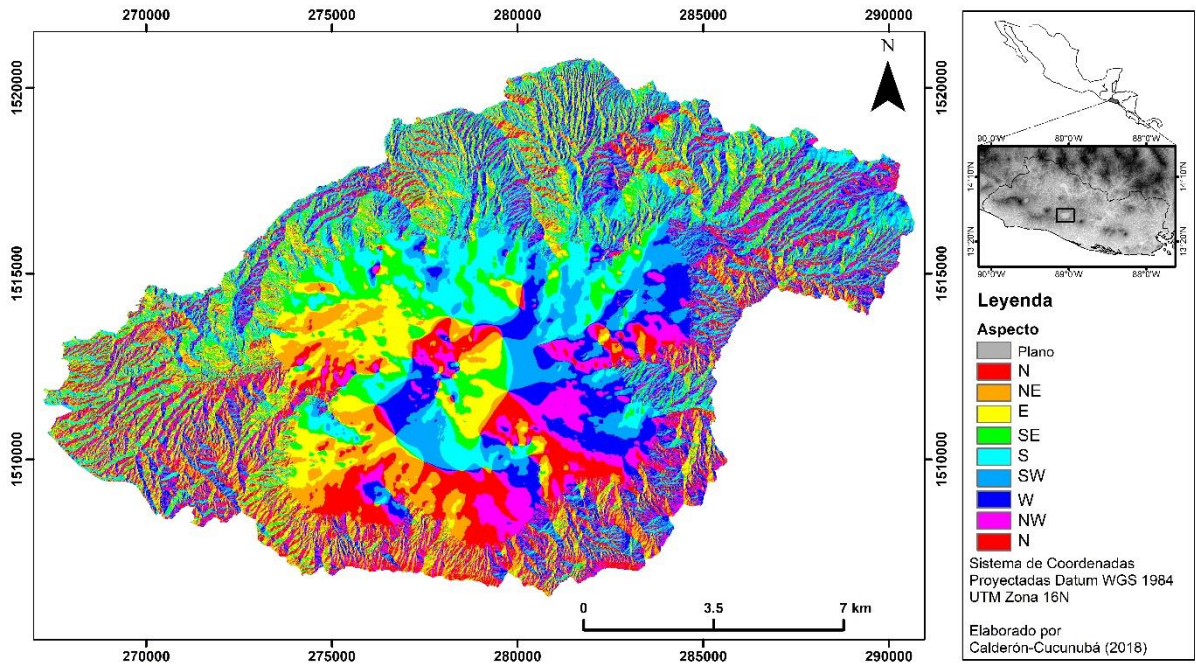


Figura 49. Mapa de aspecto de la Caldera de Ilopango.

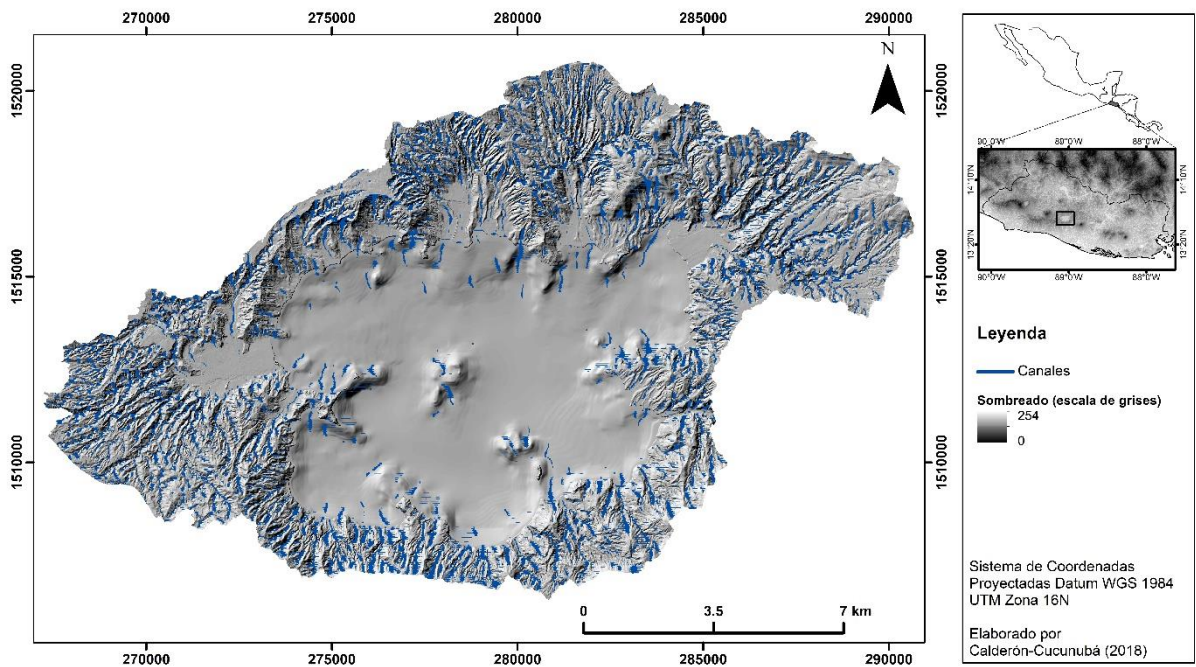


Figura 50. Mapa de canales de la Caldera de Ilopango.

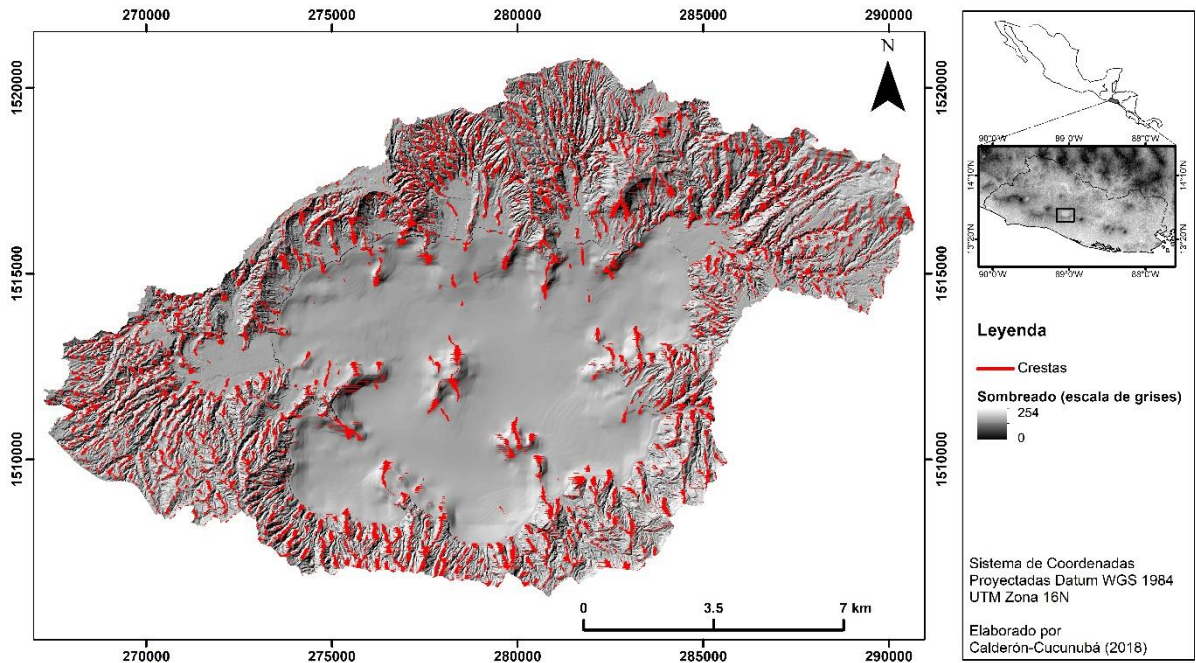


Figura 51. Mapa de crestas de la Caldera de Ilopango.

4.4. Datos morfométricos de la Caldera de Ilopango

A partir del MDEc y del límite topográfico definido tanto de la caldera como del Lago de Ilopango, se obtuvo datos cuantitativos de superficie y forma (Tabla 8).

Dentro de los datos de superficie se encuentra el área, perímetro, cota máxima y mínima, centroide (coordenadas x, y), altitud y pendiente, y dentro de los datos de forma, se encuentra la excentricidad, diámetro máximo y mínimo, y la dirección de elongación. Este último se obtiene a partir de la aproximación de una forma elíptica asemejada a la caldera, la cual se obtiene con el 1.5 de la desviación estándar de los datos topográficos estrictamente del interior de la caldera, y así mismo para el lago. A partir de la elipse se observa una tendencia direccional hacia el NE en su forma, la cual es corroborada con los datos cuantitativos.

En la Figura 52 y Figura 53 se representa la forma geométrica asociada tanto al lago como de la caldera, respectivamente, a partir del cual se obtuvo el centroide, el cual facilitó la identificación del diámetro máximo y mínimo de cada uno.

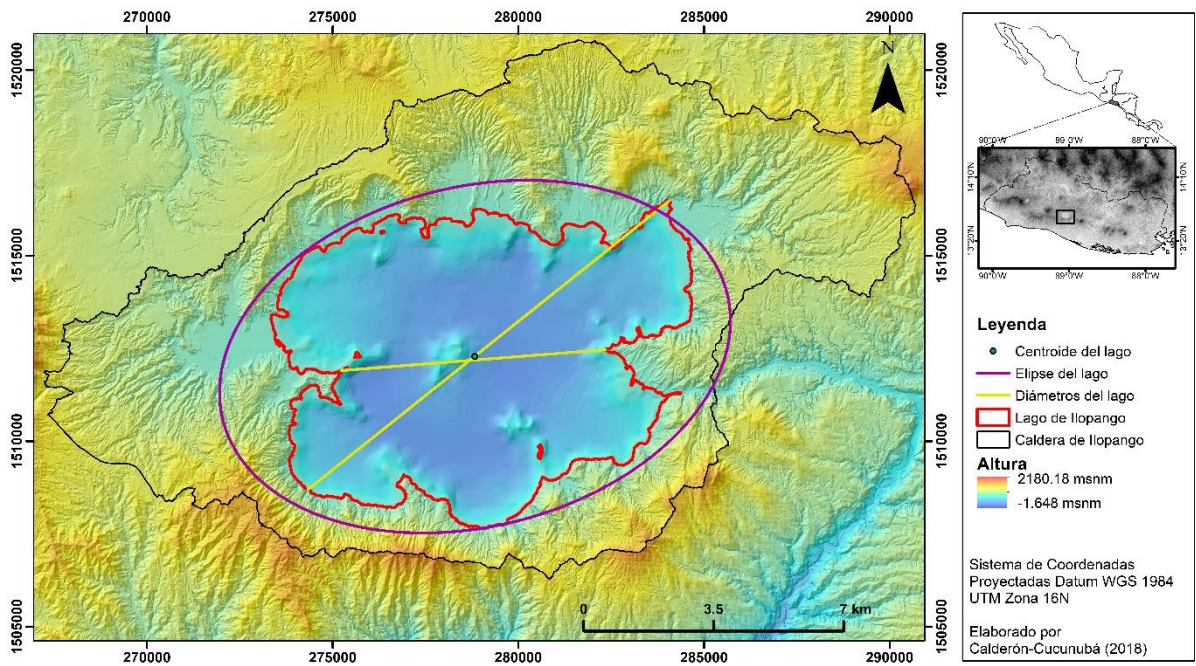


Figura 52. Representación de la forma y datos cuantitativos del Lago de Ilopango, tales como el diámetro mayor y diámetro menor, y centroide 1.5 de desviación estándar.

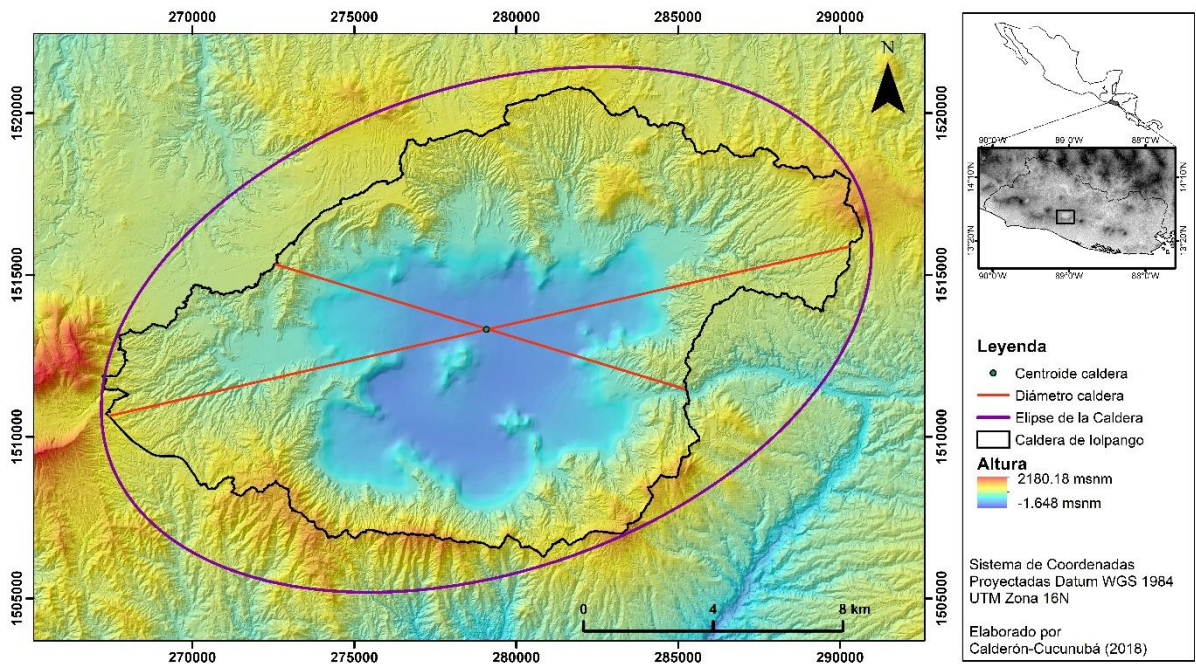


Figura 53. Representación de la forma y datos cuantitativos de la Caldera de Ilopango, tales como el diámetro mayor y diámetro menor, y centroide 1.5 de desviación estándar.

Tabla 8. Datos cuantitativos extraídos del MDEc para la caldera y el Lago de Ilopango

DESCRIPCION	UNIDAD	CALDERA	LAGO
<u>De la superficie</u>			
Área	km ²	197.7	70.6
Perímetro	km	81.5	64.3
<u>Cotas</u>			
Cota mínima	msnm	203.1	203.1
Cota máxima	msnm	1016.8	440
<u>Centroide (PSC:WGS 1984 zona UTM)</u>			
X centroide	m	279078.78	278830.6
Y centroide	m	1513313.6	1512278.5
<u>Altitud</u>			
Altitud más frecuente	msnm	636.3	218.3
<u>Pendiente</u>			
Pendiente promedio	%	13.1	5.1
<u>De la forma</u>			
Excentricidad	0 = círculo 1 = elipse	0.83	0.69
Diámetro máximo	km	23.5	12.4
Diámetro mínimo	km	13.3	7.1
Dirección de elongación	grado azimutal	70.1	75.9

Sobre la Caldera de Ilopango se espera reconocer y diferenciar las estructuras y elementos morfológicos de las calderas definidas por Lipman (2000). Varios de estos elementos morfológicos pueden ser identificados si se conoce la estructura en su interior, pero tal información solo puede ser obtenida específicamente por métodos sísmicos o de otro tipo. Por lo tanto, los únicos elementos morfológicos que se pueden definir son los más superficiales, tales como el diámetro topográfico, el borde topográfico y la pared topográfica interna.

Los elementos morfológicos que se pueden llegar a definir a partir del MDEc ya no tienen las mismas dimensiones de la estructura inicial (primer proceso de colapso), ya que han sido modificados por procesos superficiales tales como erosión, y sedimentación, procesos gravitacionales, y eventos volcánicos posteriores.

A partir de los procesos anteriormente mencionados, se ha ampliado la pared topográfica interior y el diámetro topográfico, mientras que la pared topográfica interior ha cambiado de pendiente y se ha vuelto más cóncava. Los dos primeros son obtenidos a partir del límite de la caldera definido en el apartado 4.2, mientras que la pared topográfica estaría definida desde el borde topográfico hasta donde inicia la base del Lago de Ilopango (relleno de caldera; Figura 54 y Figura 55).

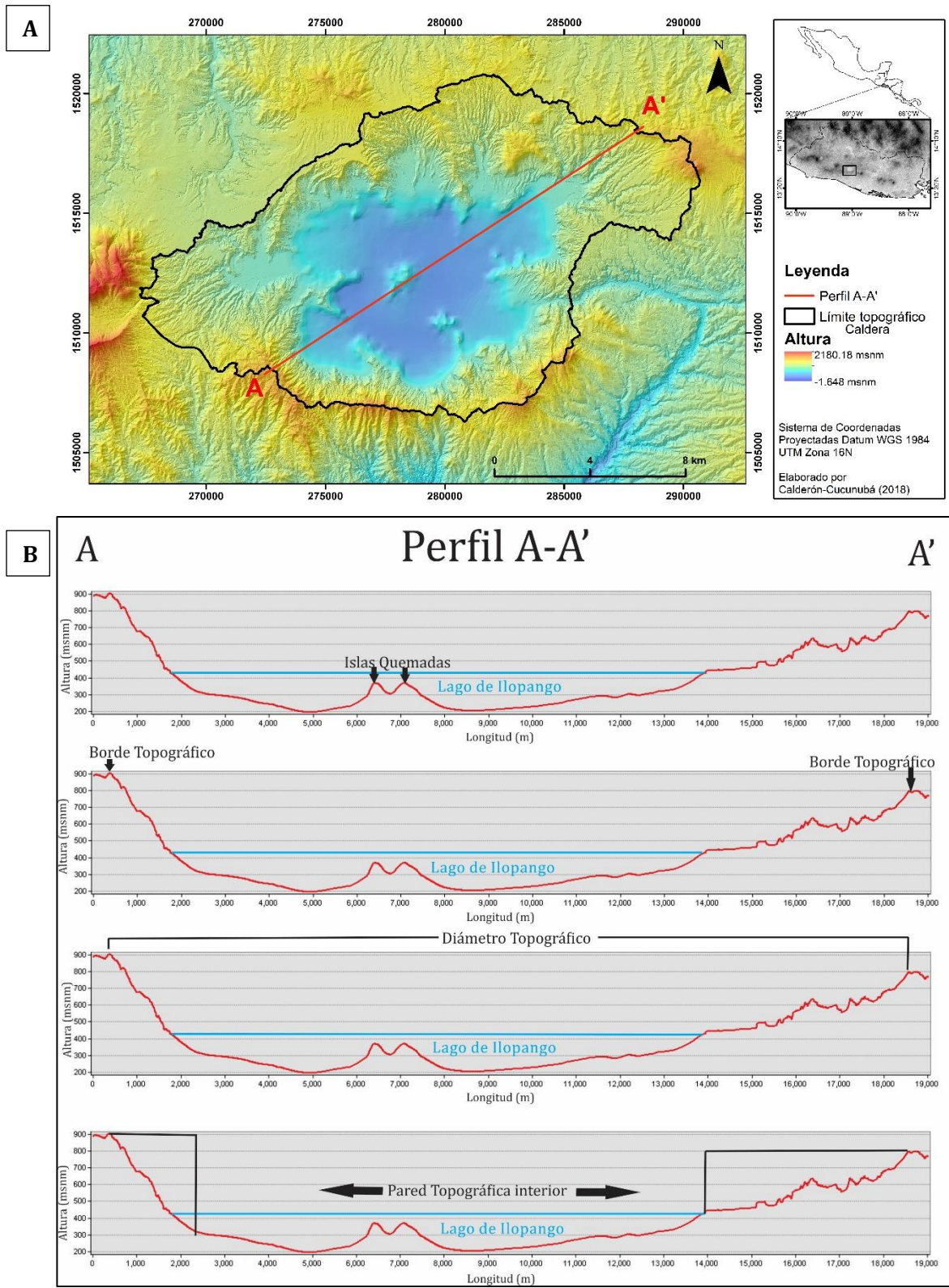


Figura 54. Perfil A-A'. **A.** Ubicación en el mapa **B.** Perfil de los elementos morfológicos de Caldera de Ilopango, con exageración vertical de 4:1, escala vertical 1:10500 y escala horizontal 1:77000.

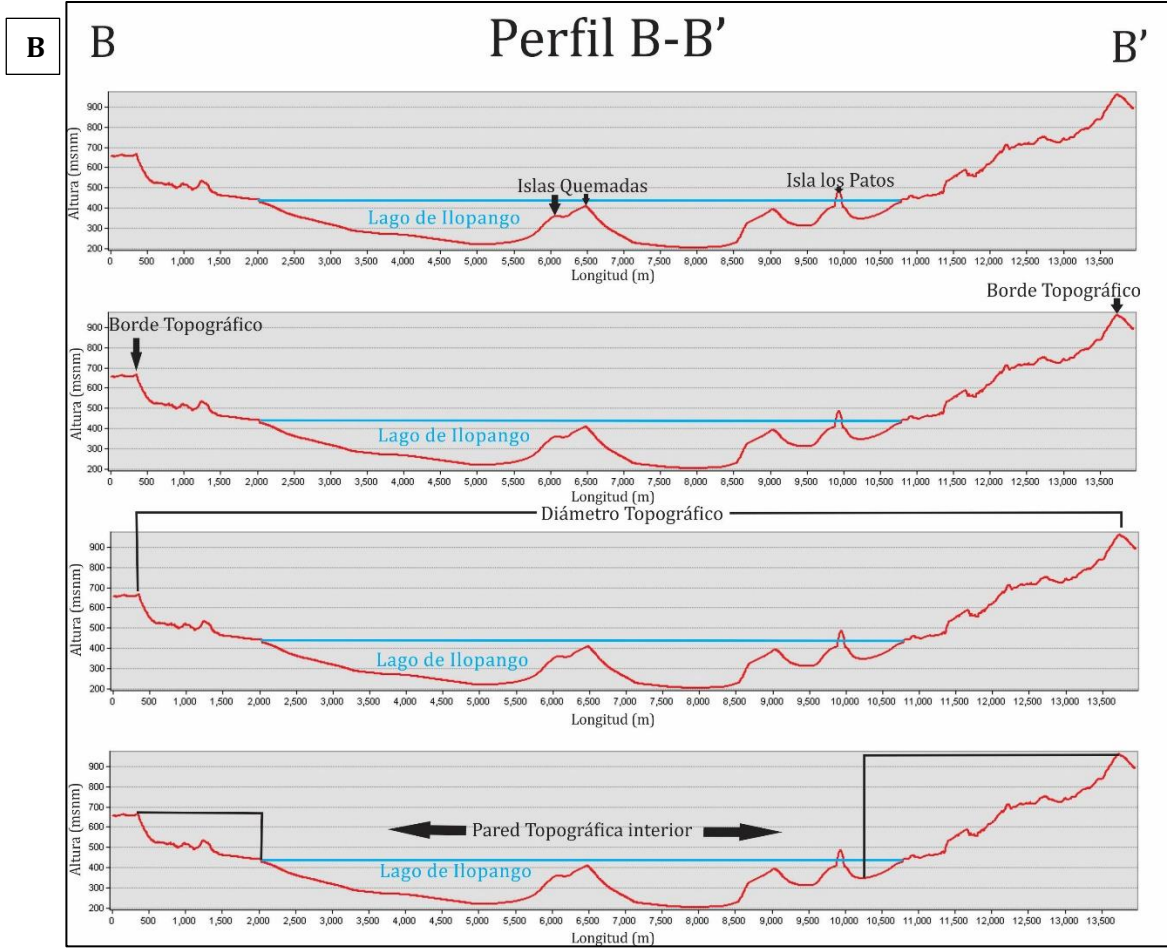
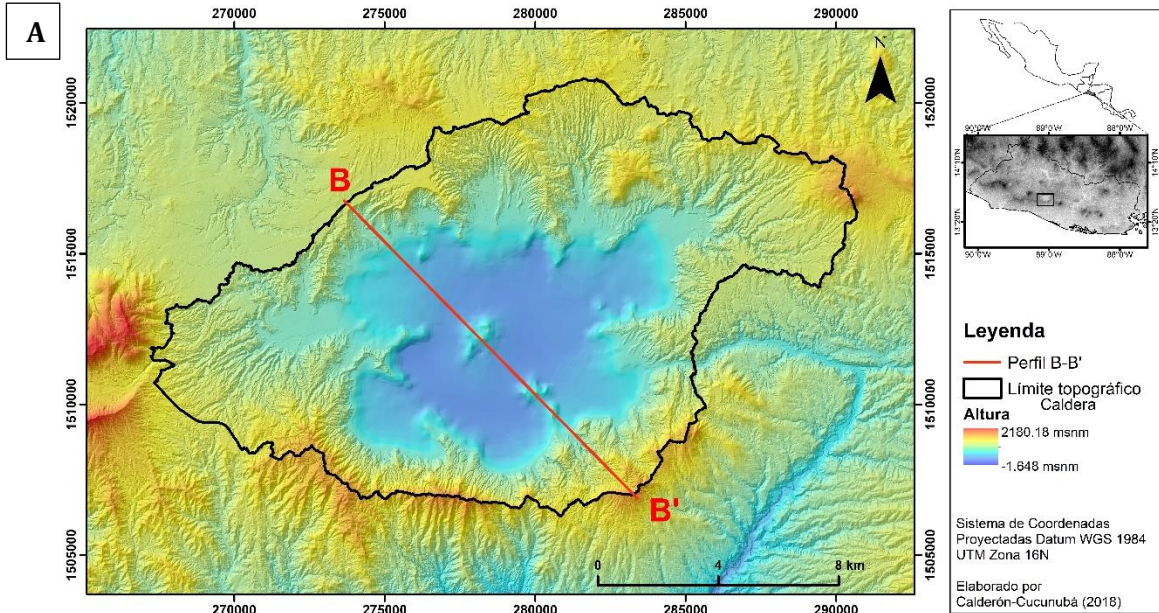


Figura 55. Perfil B-B'. **A.** Ubicación en el mapa **B.** Perfil de los elementos morfológicos de Caldera de Ilopango, con exageración vertical de 4:1, escala vertical 1:10500 y escala horizontal 1:64500.

4.5. Determinación y delimitación de lineamientos, fallas, colapsos y domos

A partir de la combinación del *raster* de pendiente y curvatura (Figura 35A) y con los diferentes sombreados (Figura 34) se logró delimitar 1276 lineamientos (Anexo 4) tanto al interior como a las zonas aledañas de la caldera (Figura 56). A partir del mapa de lineamientos generado se puede identificar que hay muy pocos lineamientos con más de 1 km de longitud, aproximadamente 7%, y en general los lineamientos con poca extensión se agrupan en el borde topográfico de la caldera. Los lineamientos fueron delimitados tanto sobre las crestas como sobre las vertientes, y su longitud fue mayor a 100 m. Sobre el área del Lago de Ilopango, muy pocos lineamientos fueron identificados, por la baja resolución del MDE de este, ya que la recolección de información de Sánchez-Esquivel (2016) fue de cada 500 m, aún así si se logró identificar algunas tendencias muy marcadas de las estructuras internas.

La información de rumbo de los lineamientos se graficó en un diagrama de rosas el cual se obtiene con el *software Stereonet 9.9.4*. A través de este diagrama de rosas se representa el porcentaje de lineamientos cada 5° azimutales (Figura 56, orientación 1) y se logra identificar claramente cuatro familias de lineamientos N, NW, NE y E-W, nombradas de mayor a menor porcentaje alcanzado. La anterior representación de frecuencia se realiza sin dar importancia a la longitud de cada lineamiento, por lo que la Figura 56 (orientación 2) es la representación de la frecuencia de la orientación dando peso o importancia a la longitud de los lineamientos. Para ello se especificó una longitud fija para cada lineamiento (200m), por lo que aquellas longitudes que alcanzan un kilómetro se dividieron en 5 lineamientos, y con esta metodología se dividieron el resto de los lineamientos, obteniendo así un total de 3047 lineamientos cuya frecuencia de orientación se representa en la Figura 56 (orientación 2). Con esta se logra evidenciar que la familia de lineamientos predominante es la NW.

A partir de los lineamientos identificados se logra apreciar que algunos de estos encierran la caldera cerca a sus límites topográficos (Figura 57). Por lo que extrapolando estos lineamientos la caldera podría encerrarse en una forma poligonal la cual estaría dividida en dos bloques, bloque norte y sur, los cuales se encontrarían divididos por la posible continuación de la Falla San Vicente identificada de color negro en la Figura 57. Al comparar el límite topográfico con el límite topográfico generado por lineamientos (Figura 58), se logra apreciar que mantienen una forma muy similar entre los dos. Además de acuerdo con la forma (Figura 58) se observa que la Falla San Vicente pudo haber desplazado aproximadamente la caldera 2 km hacia el oriente.

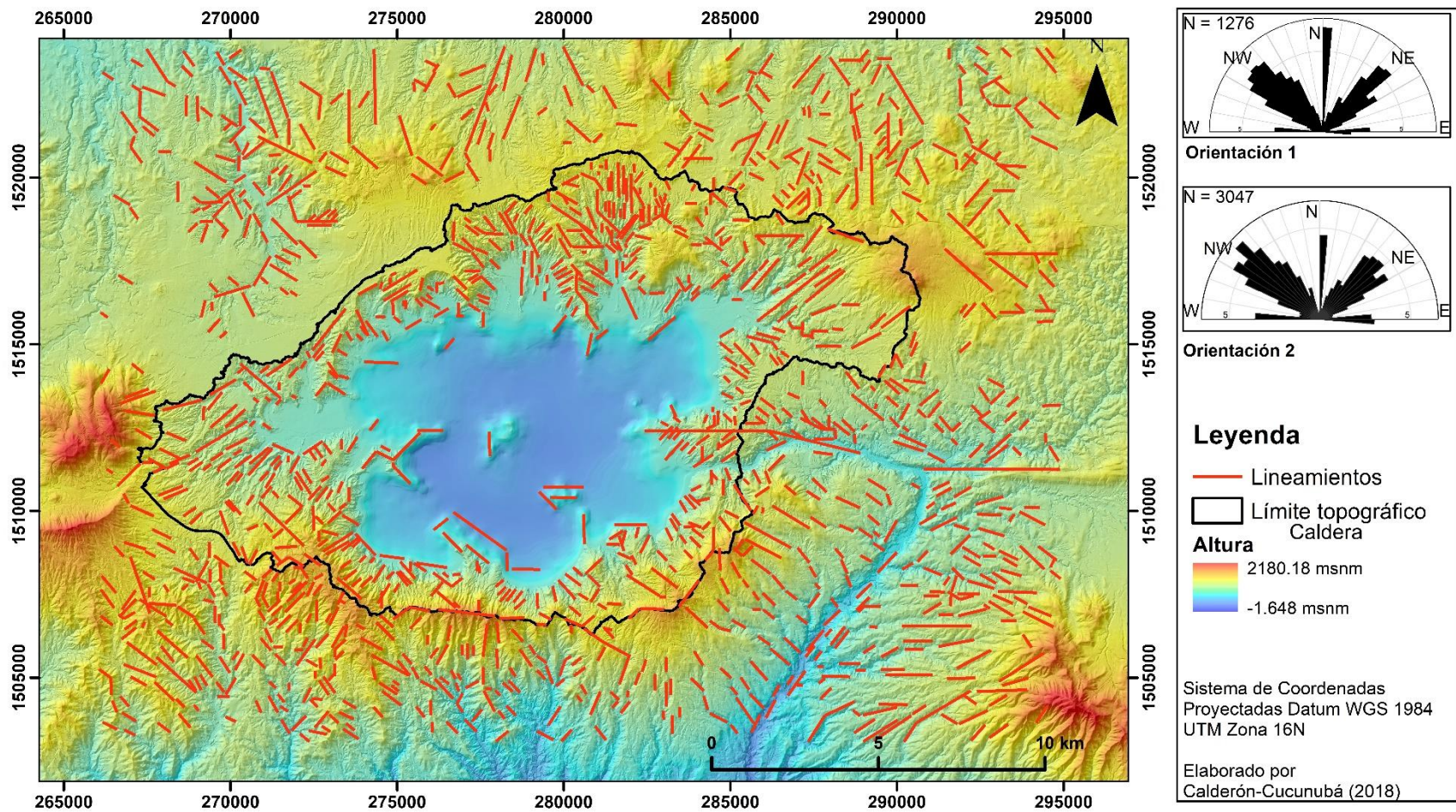


Figura 56. Mapa de lineamientos identificados sobre el área de la Caldera de Ilopango, con sus orientaciones sin tener en cuenta la longitud (Orientación 1) y teniendo en cuenta la longitud (Orientación 2).

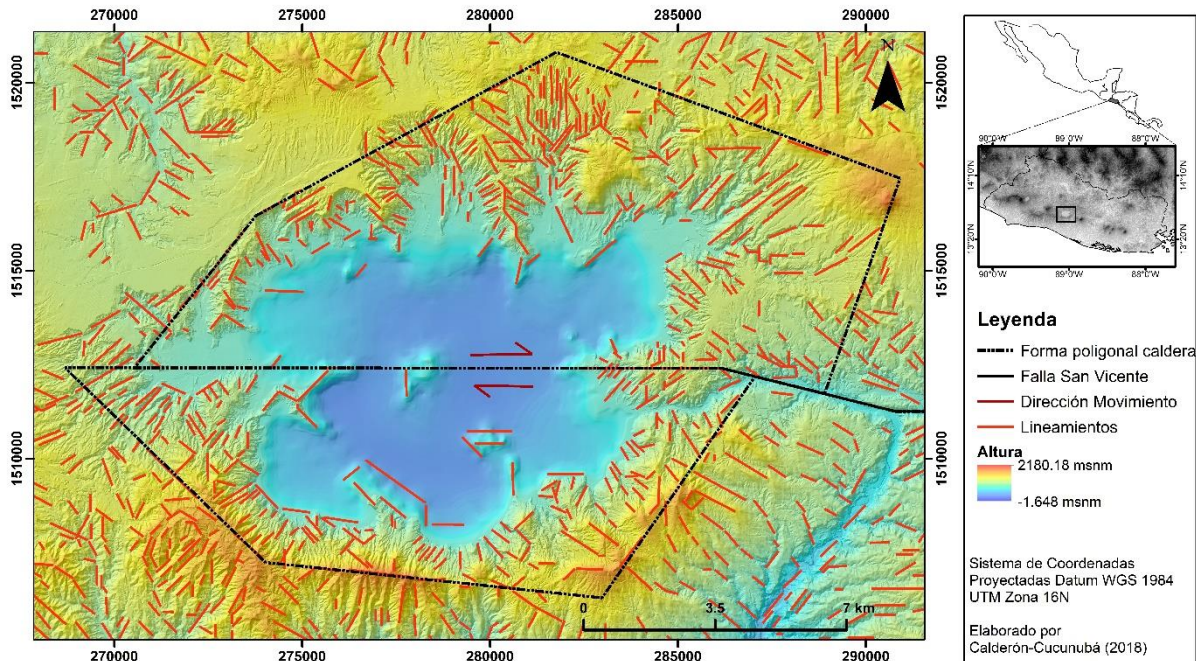


Figura 57. Mapa de lineamientos e inferencia de la forma poligonal de la Caldera de Ilopango.

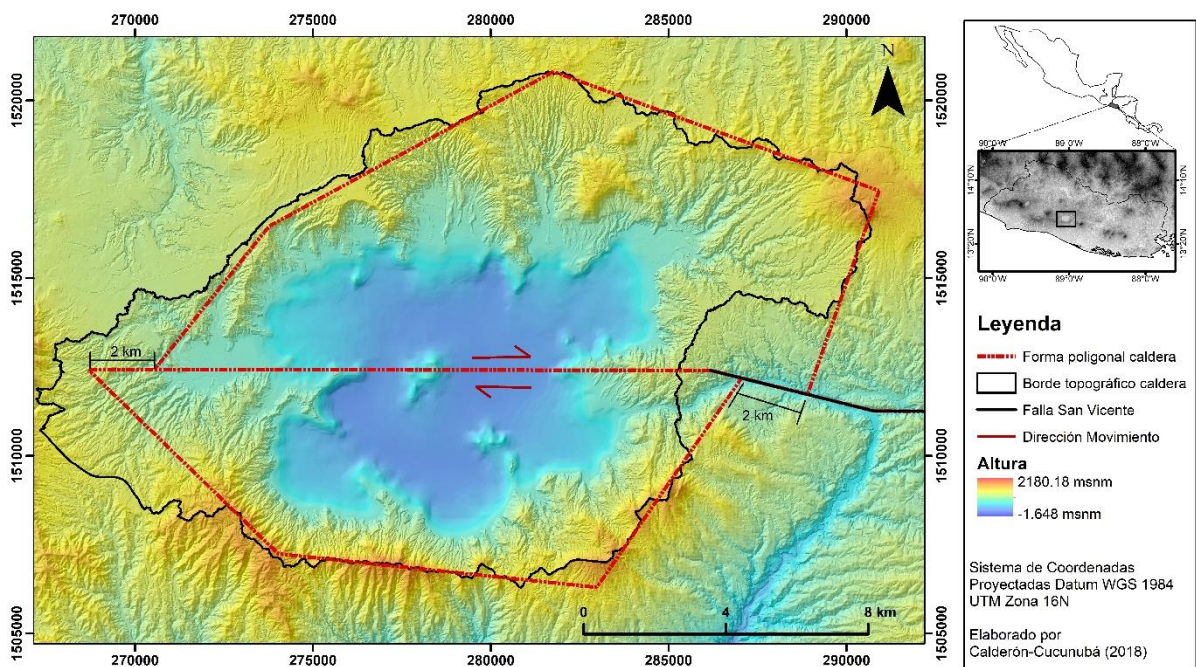


Figura 58. Estructura poligonal que muestra la Falla de San Vicente desplazando la estructura volcánica.

La identificación de los escarpes se llevó a cabo con el *raster* de aspecto (Figura 35B) y con la combinación de los rasgos morfométricos de canales y crestas (Figura 35C), ya que estos presentan un patrón de intercalaciones sobre las zonas escarpadas. También con la ayuda del sombreado (Figura 34) a diferentes grados azimutales, se evaluó si estos en verdad correspondían a escarpes, ya que como el área se encuentra muy disectada por la escorrentía superficial, muchas paredes empinadas que podrían clasificarse como escarpes en su mayoría tienen una pared simétrica, lo que indica que estas paredes están asociadas a la parte alta de la cuenca a la que pertenecen. Por lo tanto, los escarpes que se buscó identificar fueron aquellos que podrían representar posible fallamiento extensional y cuya pared escarpada no tuviera una gemela al frente. Entonces se logró delimitar 43 escarpes (Anexo 5), los cuales se ubican en su mayoría en el borde topográfico sur y en la parte oriental de la caldera (Figura 59).

La orientación de los escarpes es graficada en el diagrama de rosas de la Figura 59 (orientación 1), en el cual se representa el porcentaje de la frecuencia de orientación de los escarpes cada 5° azimutales, sin tener en cuenta la longitud de estos. A partir de este se identifica dos familias de orientaciones principales, la primera en dirección NW y la segunda en dirección N. Luego cuando se define una longitud fija para cada escarpe (100m), se obtienen un total de 330 orientaciones las cuales al ser graficados en el diagrama de rosas (Figura 59, orientación 2) se observa con mucha claridad que el porcentaje de escarpes orientados hacia el NW es muy significativo respecto a las otras orientaciones.

Comparando la dirección de los escarpes los cuales estarían indicando zonas de extensión (Figura 59, orientación 2), con la dirección preferencial de los lineamientos de la Figura 56 (orientación 2) se logra evidenciar que la dirección principal de los escarpes (NW) coincide con la dirección principal de los lineamientos (NW). Por lo que se podría concluir que los lineamientos con dirección NW podrían estar asociados a fallas de extensión. Entonces al extrapolar algunos lineamientos con dirección NW para ver cómo se distribuyen sobre la caldera (Figura 60) se observó que estos se distribuyen paralelamente además de cruzar casi de manera perpendicular sobre la continuación de la Falla de San Vicente (de rumbo dextral) en la caldera.

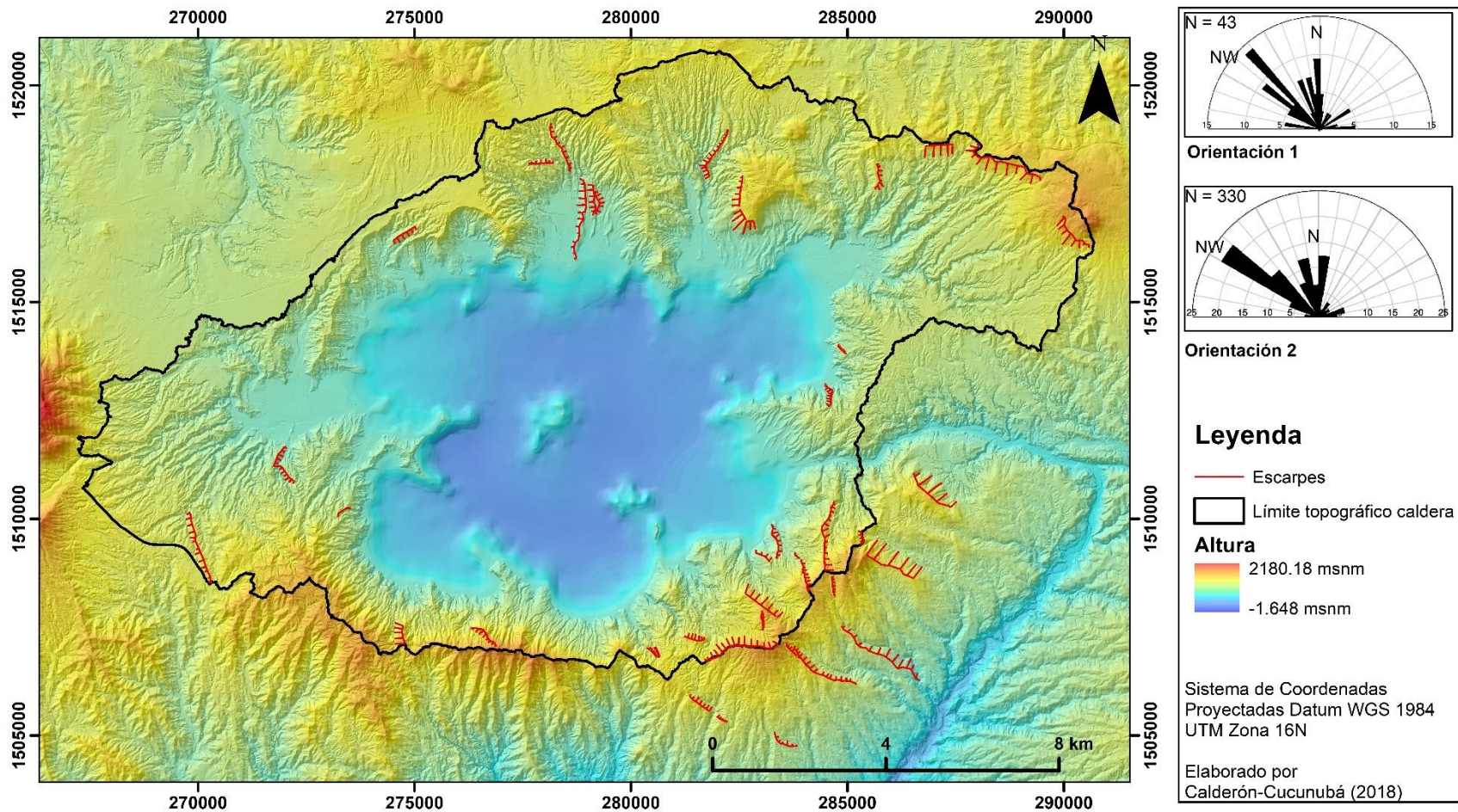


Figura 59. Mapa de escarpes sobre el área de la Caldera de Ilopango, con sus orientaciones sin tener en cuenta la longitud (Orientación 1) y teniendo en cuenta la longitud (Orientación 2).

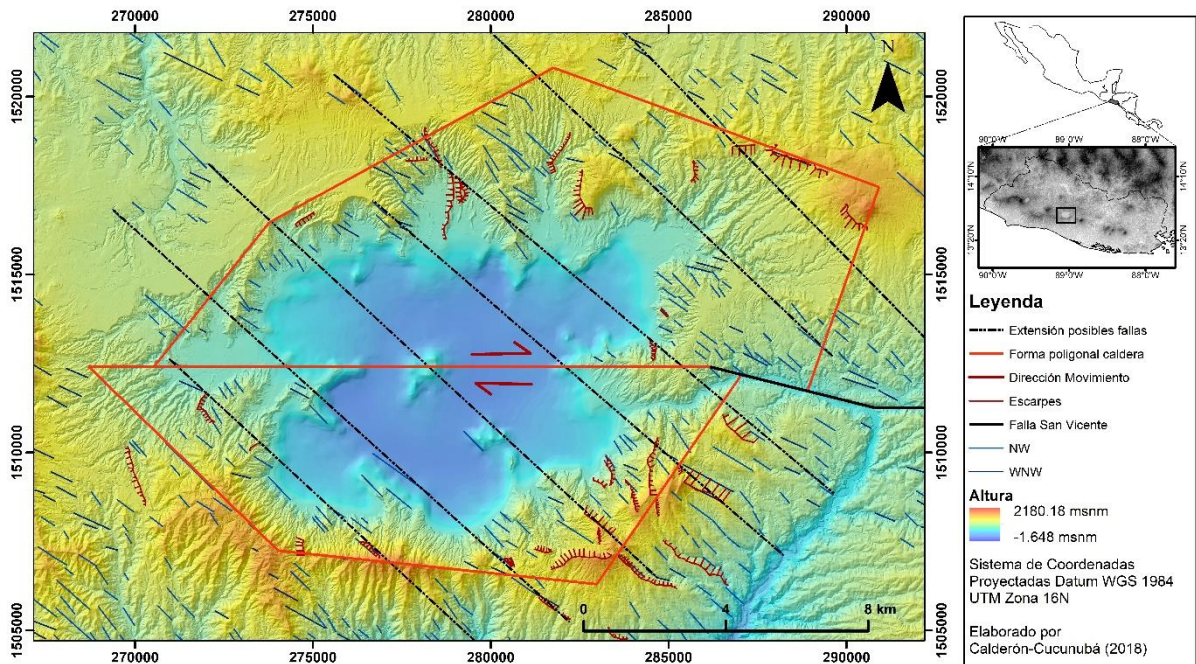


Figura 60. Mapa de extrapolación de los lineamientos NW sobre la Caldera de Ilopango.

Por otro lado, se delimitaron las zonas de colapso junto con el área del depósito del material desplazado en el colapso (Figura 61). En general se reconoce bastantes áreas de colapsos sectoriales o deslizamientos en masa con presencia de sus depósitos en el área interior y norte de la caldera, mientras que en el costado sur solo se aprecian algunas geformas semicirculares, las cuales pudieran estar asociadas a posibles colapsos gravitacionales de diferentes eventos eruptivos ya que no se observa depósitos asociados.

Las estructuras dómicas se identificaron de acuerdo con su forma semicircular y convexa. Se delimitó a detalle los domos desarrollados al interior de la caldera teniendo en cuenta la información de Hernández (2015); además de identificar otras posibles estructuras dómicas que se encuentran al interior del Lago de Ilopango. De acuerdo con los domos delimitados en la Figura 62, se logra observar que estos se encuentran ubicados en la parte SE y NE de la caldera, similar a la ubicación de los escarpes. También se observa una agrupación de estos en el borde topográfico NW de la caldera. A pesar de que los domos podrían verse alineados de la manera en que nosotros deseamos porque se distribuyen muy aleatoriamente, se logra apreciar que los domos SE con los domos NW si pueden encontrarse relacionados a una orientación NW (Figura 62).

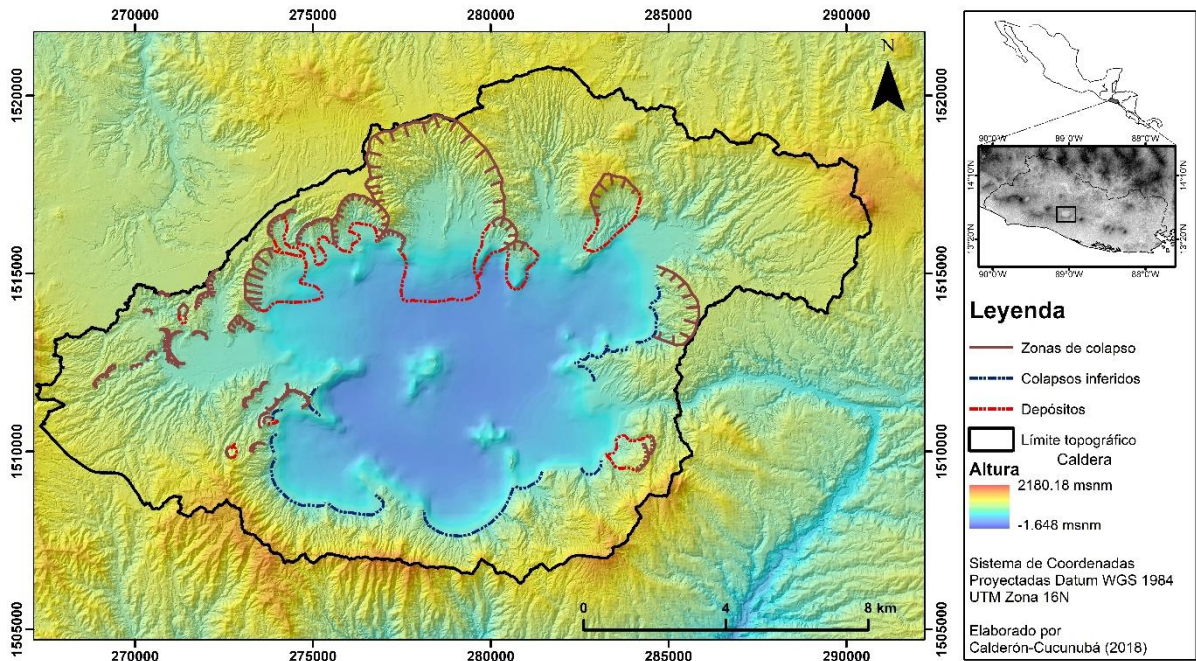


Figura 61. Mapa de colapsos sectoriales (deslizamiento) sobre la Caldera de Ilopango.

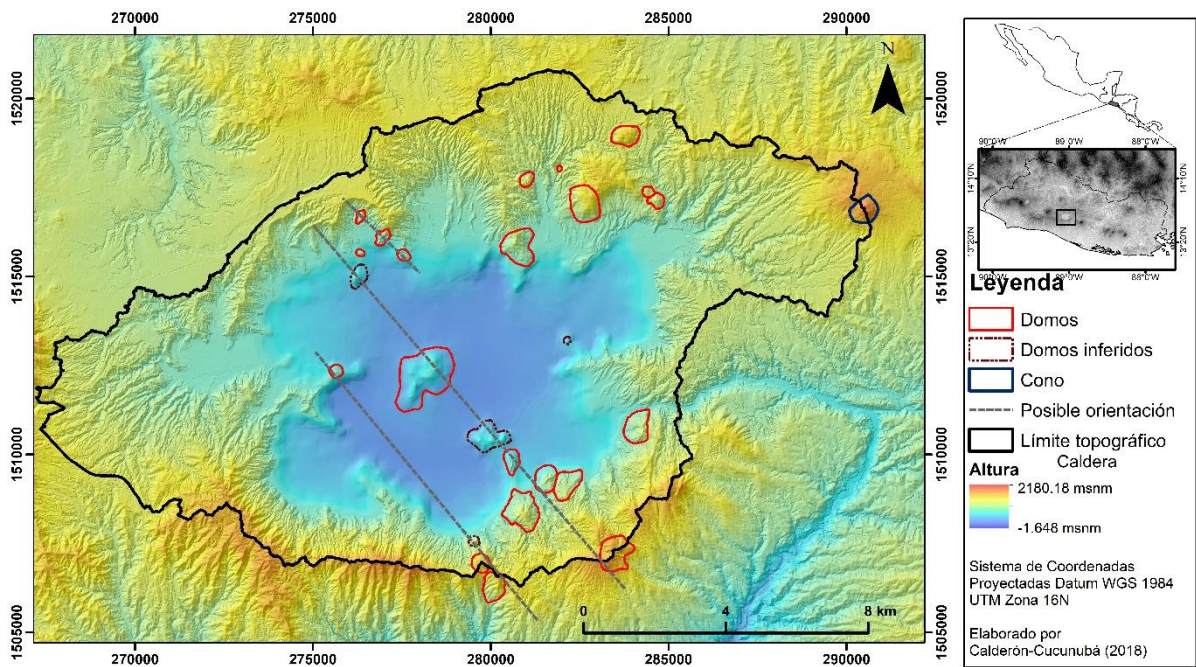


Figura 62. Mapa de domos sobre la Caldera de Ilopango. Modificado de Hernández (2015).

5. DISCUSIÓN GENERAL SOBRE LOS RASGOS Y PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS CON LA TECTÓNICA DE LA CALDERA DE ILOPANGO

5.1. El método de interpolación para el MDE del Lago de Ilopango

De las dos técnicas de interpolación, determinística Ponderación de distancia inversa (*Inverse Distance Weighting, IDW*) y estadística geográfica (*Kriging* simple, ordinario y universal), se obtuvo cuatro modelos de predicción topografía del interior del lago. Por lo que para evaluar el modelo más cercano a la realidad topográfica del interior del lago se hace una comparación de validación estadística (Figura 63).

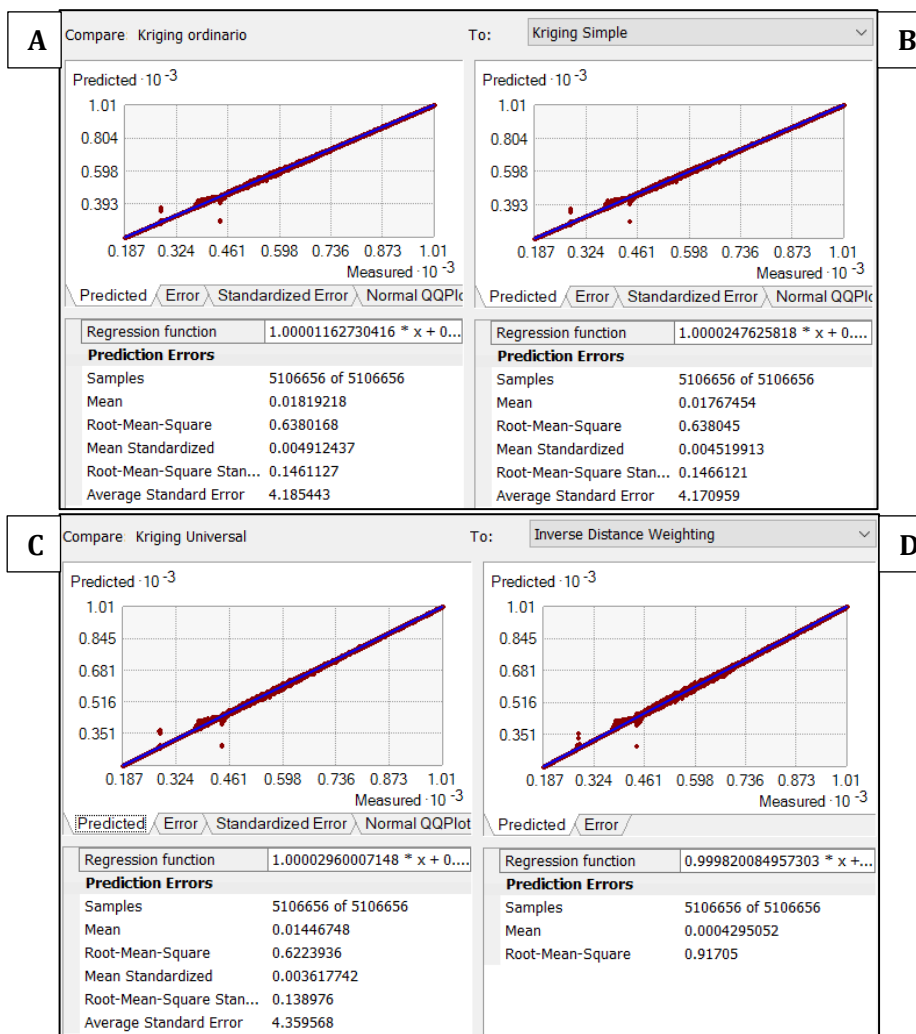


Figura 63. Comparación de estadísticas de validación y gráficos de los diferentes tipos de interpolación usados. **A.** *Kriging* ordinario. **B.** *Kriging* simple. **C.** *Kriging* Universal. **D.** *Inverse Distance Weighting*.

Las propiedades estadísticas de validación son (ERSI, 2016i):

- **Muestras “Samples”**: es el número total de datos usados.
- **Error medio “Mean Error”**: es la diferencia promedio entre los valores medidos y los predichos.

$$\frac{\sum_{i=1}^n [Z_{(s_i)} - z_{(s_i)}]}{n} \quad \text{Ecuación 20}$$

- **Media cuadrática “Root-Mean-Squared Error”**: indica que tan cerca el modelo predice los valores medidos. Entre más pequeño sea el error, mejor.

$$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [Z_{(s_i)} - z_{(s_i)}]^2}{n}} \quad \text{Ecuación 21}$$

- **Media del error estandarizado “Mean Standardized Error”**: es el promedio de los errores estándar. Este valor debe ser cercano a **cero (0)**.

$$\frac{\sum_{i=1}^n [Z_{(s_i)} - z_{(s_i)}] / \sigma_{(s_i)}}{n} \quad \text{Ecuación 22}$$

- **Media cuadrática estandarizada “Root-Mean-Square-Standard Error”**: este debe ser cercano a **uno (1)** si los errores estándar de predicción son válidos. Si este es mayor que uno (RMSS>1) se está subestimando la variabilidad en las predicciones. Pero si este es menor que uno (RMSS<1) se está sobreestimando la variabilidad en sus predicciones.

$$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n ([Z_{(s_i)} - z_{(s_i)}] / \sigma_{(s_i)})^2}{n}} \quad \text{Ecuación 23}$$

- **Error estándar promedio “Average Standard Error”**: es el promedio de los errores estándar de predicción.

$$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \sigma^2_{(s_i)}}{n}} \quad \text{Ecuación 24}$$

Generalmente el modelo más cercano a la realidad es el que tiene la *Media del error estandarizado* más cercana al cero, la *Media cuadrática* más pequeña, la *Media Cuadrática estandarizada* más cercana al 1 y el *Error estándar promedio* más cercano a la *Media cuadrática* (ERSI, 2016g). En el caso en que dos modelos cumplan con alguno de los cuatro ítems mencionados, tendrá más peso aquel que tenga la *Media Cuadrática estandarizada* más cercana al 1 y el *Error estándar promedio* más cercano a la *Media cuadrática*, ya que cuando se está prediciendo solo se tiene del error estándar estimado para evaluar la incertidumbre de esa predicción (ERSI, 2016g).

Con la comparación de las propiedades estadística, se evaluó los cuatro modelos de manera sucesiva como se presentas las siguientes tablas:

Tabla 9. Media del error estandarizado más cercana al cero

N°	Técnica de Interpolación	Media del error estandarizado
1	<i>Kriging</i> Universal	0.003617742
2	<i>Kriging</i> Simple	0.004519913
3	<i>Kriging</i> Ordinario	0.004912437
4	IDW	-

Tabla 10. La Media cuadrática más pequeña

N°	Técnica de Interpolación	Media cuadrática
1	<i>Kriging</i> Universal	0.6223936
2	<i>Kriging</i> Ordinario	0.6380168
3	<i>Kriging</i> Simple	0.638045
4	IDW	0.91705

Tabla 11. La Media Cuadrática estandarizada más cercana al 1

N°	Técnica de Interpolación	Media cuadrática estandarizada
1	<i>Kriging</i> Simple	0.1466121
2	<i>Kriging</i> Ordinario	0.1461127
3	<i>Kriging</i> Universal	0.138976
4	IDW	-

Tabla 12. El Error estándar promedio más cercano a la Media cuadrática.

N°	Técnica de Interpolación	Error estándar promedio Media cuadrática
1	<i>Kriging</i> Simple	$(4.170959-0.638045) = 3.532914$
2	<i>Kriging</i> Ordinario	$(4.185443-0.6380168) = 3.547426$
3	<i>Kriging</i> Universal	$(4.359568-0.6223936) = 3.737174$
4	IDW	-

A partir de los análisis anteriores el modelo de predicción que se acerca más a la realidad del terreno es el del *Kriging* simple, el cual presenta el *Error estándar promedio* más cercano a la *Media cuadrática*, así como la *Media Cuadrática estandarizada* más cercana al 1. Por lo tanto, con el *raster* de este modelo se genera el MDE del Lago de Ilopango, el cual al unirlo con el MDE-LIDAR de 5 m estos logran encajarse bien, lo cual se puede observar en la Figura 41. Por otro lado, se conoce por los datos obtenidos por Sánchez-Esquivel (2016), que la profundidad máxima del fondo del lago es de 203 msnm, pero al obtener la topografía interna por el método de interpolación de *kriging* simple se observa que el dato de profundidad máxima es de 186 msnm. Esto indica que la interpolación llega a adicionar datos para generar la superficie de predicción, y modela estos de manera cercana a la realidad. Por ello la interpolación es precisa, pero no exacta, ya que los puntos más bajos de la interpolación coinciden con los datos más bajos de la carta batimétrica.

5.2. Límite topográfico, forma e información cuantitativa de la Caldera de Ilopango

Muchos autores han delimitado de manera general a la Caldera de Ilopango obteniendo datos cuantitativos de ésta a partir del rasgo más claro que es Lago de Ilopango, por lo que han llegado a definir que las dimensiones de la caldera son 6 x 11 km (Garibaldi *et al.*, 2016), pero de acuerdo con los datos obtenidos, las anteriores corresponden a la dimensión del lago, que en el presente trabajo se define como 7 x 12 km, mientras que las dimensiones de la caldera a partir del borde topográfico son de 13 x 23 km.

Limitar el borde topográfico de la caldera a grandes rasgos se dificulta ya que no existe una única cota de nivel continua en todo su límite, el cual se puede evidenciar conociendo la topografía del área (Figura 1), debido a que el costado sur alcanza la elevación de 1000 msnm mientras que las cotas del costado norte son en promedio de 600 msnm. Es por ello que realizando el análisis hidrográfico de la Caldera de Ilopango se facilitó definir el límite topográfico o borde topográfico de la caldera.

La delimitación del borde topográfico de la caldera haciendo uso del análisis hidrológico fue realizado por Noyola-Medrano *et al.* (2016), quienes lograron obtener datos hidrográficos de la cuenca además de mostrar la utilidad de los MDE sobre el área de estudio y establecer la diferencia de exactitud que se puede lograr dependiendo del método que da origen al MDE y de su resolución espacial. Por lo que, comparando los resultados y las técnicas, se aprecia en primer lugar que el límite topográfico generado por Noyola-Medrano *et al.* (2016), incluye geoformas no asociadas a la Caldera de Ilopango a diferencia del presente trabajo. También en el presente se utilizó un MDE con mayor resolución espacial (1 y 5 m), a diferencia de lo reportado por Noyola-Medrano *et al.* (2016) donde el MDE de mayor resolución espacial era de 10m. Es por ello, que comparando los datos cuantitativos generados por Noyola-Medrano *et al.* (2016) y teniendo en cuenta la diferencia de exactitud por el uso de diferentes MDE se logra apreciar algunas diferencias significativas y otros datos muy similares (Tabla 13).

Comparando los datos de la Tabla 13 el área, el perímetro, la cota máxima, la pendiente y el centroide de la Caldera de Ilopango generada en este trabajo es muy similar a la obtenida por Noyola-Medrano *et al.* (2016), por tanto, se puede sugerir que para fines prácticos, el MDE de 10m de resolución espacial permite obtener valores muy cercanos a los obtenidos con el MDE-LIDAR que se utilizó en este trabajo, consistente con la premisa establecida por Noyola-Medrano *et al.* (2016). Aun así, la diferencia de los valores de cota mínima y altitud más frecuente es debido a que el límite topográfico que generaron incluye estructuras no asociadas a la caldera, además de que el MDE de 10m que no incluyó información topográfica del interior del lago.

Tabla 13. Comparación de los datos cuantitativos obtenidos por el MDEc con los obtenidos por Noyola-Medrano *et al.* (2016) para el borde topográfico de la Caldera de Ilopango.

DESCRIPCION	UNIDAD	Noyola-Medrano et al. (2016), MDE (10m)	MDEc (5m)
De la superficie			
Área	km ²	208.1	197.7
Perímetro	km	82.6	81.5
<u>Cotas</u>			
Cota mínima	msnm	435.2	203.1
Cota máxima	msnm	1173	1016.8
<u>Centroide (PSC:WGS 1984 zona UTM)</u>			
X centroide	m	278290.6	279078.8
Y centroide	m	1513381.9	1513313.6
<u>Altitud</u>			
Altitud más frecuente	msnm	465.8	636.3
<u>Pendiente</u>			
Pendiente promedio	%	11.3	13.1

A partir de la extrapolación de los lineamientos que bordean la caldera se logra generar una forma poligonal para la Caldera de Ilopango, la cual al compararla con el límite topográfico extraído por las cuencas hidrográficas se observa que ambas mantienen la misma distribución de la forma a pesar de haber sido obtenido por diferentes métodos (Figura 58). Además, conociendo la topografía del interior de lago se logró extrapolar la Falla San Vicente de orientación E-W, cuyo componente principal es de rumbo dextral (Canora *et al.*, 2010). De acuerdo con la forma extraída por los lineamientos y la extensión hacia el poniente de la Falla San Vicente se puede proponer que esta falla generó un desplazamiento relativo de 2km del bloque norte de la caldera hacia el oriente.

La geometría de las calderas en general suele variar de circulares a semicirculares manteniendo su forma en toda su extensión (Caldera de Coatepeque en El Salvador, Figura 15), pero su forma puede verse afectada tanto por la tectónica y/o por varios eventos volcánicos sobre ésta. Por lo tanto, haciendo uso de la elipse direccional de 1.5 de desviación estándar que cubre aproximadamente el 80% de los datos topográficos de la caldera se facilitó asociar la forma de la caldera a una geometría elíptica y obtener datos cualitativos asociados a esta. A partir de esta geometría asociada se identificó la dirección de elongación de la caldera hacia el NE con un dato azimutal de 070°, el cual tienen la misma dirección de elongación NE a ENE de la extensión ubicada al poniente de la Caldera de Ilopango (Garibaldi *et al.* 2016).

Los elementos morfológicos de las calderas definidos por Lipman (2000) se delimitan a través del corte transversal de una caldera cuyo colapso es único y reciente (Figura 8). Por lo que definir estos elementos sobre la caldera de Ilopango ha estado limitado por la falta de información de profundidad junto con la actual morfología la cual ha sido modelada por los diferentes eventos eruptivos (ver apartado 2.4), la tectónica y la alta erosión. Así que se logró identificar pocos elementos morfológicos de la caldera como el borde topográfico, el diámetro y la pared interna, sin embargo, presenta limitaciones para establecer rasgos a profundidad como las fallas del borde estructural de la caldera, los límites del relleno intra-caldérico y la profundidad de subsidencia, por tanto, se sugiere el uso de métodos sísmicos o de otro tipo para caracterizar la estructura interna de la caldera.

5.3. Análisis de parámetros y rasgos morfométricos

Teniendo en cuenta que el MDEc es la unión dos modelos digitales de elevación que difieren en su resolución espacial, ya que la información LIDAR es de 1 y 5 m, y la información topográfica del interior del lago es de 10m, la información de los parámetros y rasgos morfométricos será más suavizada y generalizada para el interior del lago, mientras que para el área que cubre el MDE-LIDAR será muy específica y numerosa.

La alta resolución espacial del MDE-LIDAR afecta la obtención de los rasgos morfométricos ya que los resultados entregados por esta son de cada pixel, y si este no es continuo con el vecino, quedará como una información aislada, por lo que en el caso de canales y crestas en algunas áreas no fueron continuos y se dificultó diferenciar estas zonas haciendo uso de esta técnica. Por lo tanto, para la obtención de rasgos morfológicos de manera generalizada se recomienda usar un MDE con menor resolución espacial, o indicar al *software* que analice el área no sobre una ventana 3x3 si no una ventana que incluya más píxeles.

Realizando la simulación de la ubicación de un foco de luz referente al Sol en el cual se indica tanto el azimut como la altitud de éste, con el fin de observar características del relieve que son más evidentes con el sombreado, se determinó cuatro orientaciones opuestas entre ellas, cuyos resultados fueron los más acertados para identificar los lineamientos en el área. En primer lugar, se determinó el uso constante de un valor altitudinal (45°) para las simulaciones, ya que, de acuerdo con lo evaluado, si este es mayor de 45° los rasgos del relieve tienden a tener un tono de gris más claro sobre el área y dificulta la diferenciación entre los rasgos, y lo contrario si la altitud es menor de 45° . Por lo que manteniendo un valor específico de 45° sobre la altitud se buscó los valores azimutales que evidenciaran mejor las características del relieve. En esta búsqueda hubo orientaciones azimutales que invierten el relieve, las cuales fueron tenidas en cuenta para no ser usadas en el sombreado, por lo que descartando algunas direcciones se logró definir las más adecuadas para el presente trabajo (Tabla 14).

Tabla 14. Valores de altitud y azimut de la orientación de un foco de luz (el Sol), para facilitar la identificación de rasgos con diferentes orientaciones.

No.	Altitud	Azimut	Orientación de rasgos
1	45°	45°	NNE-SSW
2	45°	270°	NW-SE
3	45°	315°	ESE-WNW
4	45°	360°	NNW-SSE

Tomando como base el relieve (sombreado), la superposición de los mapas de pendiente y curvatura favorece la distinción de los lineamientos al resaltar aspectos morfológicos como vertientes, cumbres y escarpes. Para identificar y determinar este último también se usó de los rasgos morfométricos como se mencionó anteriormente y del parámetro morfométrico de aspecto. Con este parámetro se logró definir el área asociada a los escarpes ya que el aspecto logra definir la orientación de la superficie. Pero como se buscó escarpes asociados directamente con fallamiento, fue indispensable el uso del sombreado con diferentes direcciones azimutales (Table 13), ya que la zona se ve afectada por una fuerte escorrentía superficial que genera principalmente procesos erosivos. De acuerdo con lo anterior es común ver un amplio conjunto de cuencas hidrográficas que en la parte superior (elevaciones mayores) presenta pendientes elevadas, las cuales se pueden asociar a escarpes. Por lo que, para diferenciar escarpes aparentes de escarpes reales, se observó que, los escarpes de la parte alta de las cuencas presentan una contraparte semejante enfrente de la dirección de pendiente, así que aquellos escarpes sin contraparte fueron seleccionados como escarpes de falla.

5.4. Colapsos, domos y lineamientos

Se lograron identificar 1276 lineamientos asociados a fracturas o posibles fallas, y para confirmar si algunos de los anteriores son fallas se sugiere la corroboración en campo. Una vez graficado la frecuencias de orientaciones sobre el diagrama de rosas (Figura 56, orientación 1 y 2) se logra definir que los lineamientos de mayor longitud pero con menor frecuencia deben de tener mayor peso al momento de establecer la orientación con respecto a los lineamientos de menor longitud y mayor frecuencia, ya que estos últimos ocultan la orientación de los primeros al ser graficados en un diagrama de frecuencias (diagrama de rosas), esto con el fin de evitar la obtención de una orientación principal errónea. Lo anterior se vio evidenciado en este trabajo ya que al graficar las orientaciones sin tener en cuenta la longitud de los lineamientos asociados se definió que la dirección preferencial es la N (Figura 56, orientación 1), pero al darle peso a los lineamientos de mayor longitud la mayor tendencia de los lineamientos se ubicó en dirección NW (Figura 56, orientación 2).

Por otra parte, se identificaron lineamientos asociados a posibles fallas, identificando los escarpes equivalentes a planos de falla. Por lo que se logró definir 43 lineamientos asociados a estos cuya mayor tendencia de orientación es hacia el NW-SE, y aunque se usó la misma metodología propuesta en el párrafo anterior, (dar peso a la longitud de los lineamientos), el resultado confirmó la tendencia de orientación NW-SE (Figura 59, orientación 2). Los escarpes (equivalente al plano de falla) visibles sobre superficie son asociados en su mayoría a fallas con componente principalmente extensional (fallas normales), ya que el plano de falla asociadas a fallas inversas en su mayoría se encuentra oculto por el bloque colgante que cabalga sobre el bloque de piso. Existe la posibilidad de observar en superficie el plano de falla asociado a fallas compresionales si la alta erosión o la tectónica permite la desaparición del bloque colgante o el desplazamiento de este. Por lo tanto, a pesar de que los escarpes definidos en el área de la Caldera de Ilopango en el siguiente trabajo se asocian a fallas extensionales, se sugiere confirmar esta información en campo.

También redefiniendo el límite de los domos asociados a la Caldera de Ilopango (Hernández, 2015, Figura 62) e incluyendo posibles domos gracias al MDEc del interior del lago generado en este trabajo (Figura 41), se distinguió una posible tendencia hacia el NW-SE de los domos de acuerdo con la ubicación relativa de estos en el área. En general la efusión de domos se da gracias a zonas de debilidad (fracturas y/o fallas).

De la información obtenida, los lineamientos, los escarpes asociados a posibles fallas y los domos, tienen una tendencia general hacia el NW-SE. Extrapolando los lineamientos con tendencia NW-SE sobre la caldera se puede apreciar un arreglo paralelo sobre toda el área, coincidente en su mayoría con algunos domos ubicados en la parte central y con los escarpes ubicados en el borde topográfico sur de la caldera (Figura 62), que, de acuerdo con lo evidenciado con los escarpes, estos están asociados a fallamiento extensional.

Garibaldi *et al.*, (2016) realiza la identificación de fallas sobre los afloramientos ubicados al norte de la Caldera de Ilopango, reconociendo fallas normales con orientación preferente hacia el NW-SE y cuyo buzamiento se orienta al NW y SW, y fallas de rumbo con orientación E-W. Las fallas normales identificadas por Garibaldi *et al.* (2016) cortan la unidad TB5 que se encuentra estratigráficamente debajo de la unidad TB4. Entre estas dos unidades existe una inconformidad asociada a la falta de depósito en un periodo de tiempo el cual han interpretado como el cese de la actividad volcánica de la Caldera de Ilopango. Por lo tanto, Garibaldi *et al.* (2016) asocia este periodo como el tiempo en el que la deformación extensional dominó el área que se encuentra al poniente de la Falla de San Vicente, para posteriormente estar dominado por un proceso principalmente de fallamiento de rumbo. Por lo tanto, durante el último período de volcanismo activo de la caldera fue acomodada por mecanismos distintos al fallamiento normal. De tal forma que los lineamientos identificados con orientación NW-SE en este trabajo, probablemente están asociados a fallas extensionales, y pueden ser anteriores al

fallamiento de rumbo que pudo haber desplazado la caldera (Figura 58). Además, por los rasgos morfoestructónicos diferenciados sobre la Caldera de Ilopango esta podría ser una pequeña cuenca *pull-apart* asociada a la cuenca *pull-apart* más grande definida por Garibaldi *et al.* (2016).

Sobre la Caldera de Ilopango se encuentran geformas de colapsos que presentan diferencias entre los bordes topográficos norte y sur. En el costado norte hay presencia de colapsos asociados a deslizamiento de tierra o producto de la alta erosión en el área y al material no consolidado, que de acuerdo con el mapa geológico del área (Figura 20) se ubican sobre los productos ignimbríticos más recientes de la caldera (TBJ). La mayoría de estos colapsos presentan frente a ellos el material removido, dando mayor peso a la posibilidad de que sean colapsos producto de remoción en masa. Además, Canora *et al.* (2010) identifica los colapsos del bloque norte como deslizamientos producto del sismo del 13 de febrero del 2001 relacionado a la Falla de San Vicente.

Sin embargo, asociar las geformas semicirculares ubicadas al costado sur de la caldera se ha dificultado, ya que no hay presencia de material removido frente a estos, ni Canora *et al.* (2010) asocia deslizamiento sobre esta área. Además, la caldera no mantiene una única forma geométrica en su estructura, así como se observa en la Caldera de Coatepeque (Figura 15), a la cual se le puede relacionar un solo evento caldérico. Por lo tanto, diferenciar estas estructuras semicirculares sobre la Caldera de Ilopango para definir si estas están asociadas tanto a colapsos gravitacionales (deslizamiento de tierra) o colapsos verticales asociados a la subsidencia el piso caldérico puede ser controversial.

Lexa *et al.* (2011), menciona la posible evolución de la Caldera de Ilopango de acuerdo con los depósitos encontrados sobre el borde topográfico SW, donde define la existencia de un volcán Ilopango precursor de la actual caldera. Pero de acuerdo con los resultados morfoestructurales del presente trabajo, se logra apreciar que la Caldera de Ilopango ha sido modificada por diferentes eventos caldéricos además de estar fuertemente afectada por la tectónica del área sobre la cual se encuentra, y cuyo origen puede asociarse a una cuenca *pull-apart*. Aún así es importante confirmar lo anterior con la geología más detallada sobre la caldera y sus alrededores.

CONCLUSIONES

Este trabajo versó sobre la aplicación de diversas técnicas geomáticas y principios geomorfológicos para determinar la geometría de la Caldera de Ilopango y su posible relación con el ambiente tectónico de la región. A partir de los resultados obtenidos en este trabajo se logra establecer varias conclusiones:

1. Se determinó que el método geoestadístico de menor error de predicción es el *kriging* simple ya que da una mayor aproximación a la realidad de la batimetría de la Caldera de Ilopango.
2. La extrapolación de lineamientos y la delimitación de las cuencas hidrográficas permitió determinar la forma de la caldera, y su posible desplazamiento provocado por la Falla de San Vicente de aproximadamente 2 km.
3. La forma general de la caldera está asociada a una geometría poligonal desplazada por la Falla San Vicente, cuya dirección de elongación es 070° (NE), semejante con la dirección de elongación tectónica definida en los antecedentes.
4. Por medio de los perfiles topográficos se logró identificar ciertos elementos morfológicos de la caldera como el borde topográfico, el diámetro y la pared interna. Sin embargo, presenta limitaciones para establecer rasgos a profundidad como las fallas de borde estructural, los límites del relleno intra-calderico, la profundidad de subsidencia, por tanto, se sugiere el uso de métodos sísmicos o de otro tipo para caracterizar la estructura interna de la caldera.
5. A partir del análisis del relieve, con la superposición de los mapas de pendiente y curvatura se logró distinguir diversos lineamientos considerando rasgos morfológicos como vertientes, cumbres y escarpes.
6. Los lineamientos de mayor longitud, pero con menor frecuencia deben de tener mayor peso al momento de establecer la orientación con respecto a los lineamientos de menor longitud y mayor frecuencia, ya que estos últimos ocultan la orientación de los primeros al ser graficados en un diagrama rosas, esto con el fin de evitar la obtención de una orientación principal errónea.
7. Los colapsos identificados sobre el borde topográfico norte de la caldera se asocian a formas semicirculares producto del deslizamiento en masa.
8. Los lineamientos, escarpes y domos presentan una orientación preferente hacia el NW-SE asociadas a fallas extensionales confirmando otros reportes sobre el tema.
9. Estableciendo la relación entre la tectónica de la zona y la forma de la caldera es posible indicar que existe una vinculación entre la tectónica y el origen de la Caldera de Ilopango, el cual pudo haber sido la precursora de ésta ya que no existe un rasgo morfológico de volcán.
10. Se cumple con la configuración planteada en la hipótesis, ya que se logró obtener los datos cuantitativos y cualitativos de la Caldera de Ilopango, además de estar de acuerdo con que la caldera está íntimamente relacionada con la tectónica regional, la cual refleja el proceso de su formación.
11. Los MDE-LIDAR caracterizados por facilitar la visualización exclusivamente de la superficie, es de gran importancia para interpretaciones geológicas, donde la vegetación obstruye su análisis.

REFERENCIAS

- Acocella, V. (2007).** Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3-4), 125-160. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.004>
- Aguirre, A. (1994).** *Introducción al tratamiento de series temporales: Aplicación a las ciencias de la salud.*
- Aguirre-Díaz, G. J., Jaimes-Viera, M. C., and Nieto-Obregón, J. (2006),** The Valle de Bravo Volcanic Field. Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt, in Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico, Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre-Díaz, G.J., eds., Geological Society of America Special Paper No. 402, p. 125-140. doi:10.1130/2006.2402(06); Print ISSN 0072-1077.
- Aguirre-Díaz, G. J. (2008).** Caldera types and collapse styles. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 11, V11C-2068. Recuperado a partir de <http://adsabs.harvard.edu/abs/2008AGUFM.V11C2068A>.
- Aguirre-Díaz G.J., Suñe-Puchol, I., Pedrazzi, D., Dávila-Harris, P., Hernández, W., (2016a),** The Ilopango Caldera, El Salvador: Volcanic stratigraphy and geochronology: Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana 2016, Geos, vol. 36, No. 1, p. 127, Abstract VUL-12; <http://www.ugm.org.mx/raugm2016/docs/geos/geos36-1.pdf>.
- Aguirre-Díaz, G.J., Suñe-Puchol, I., Dávila-Harris, P., Pedrazzi, D., Hernández, W., Gutiérrez, E., (2016b),** Volcanic history of the Ilopango caldera, Central American Volcanic Arc: Cities on Volcanoes 9, IAVCEI; Puerto Varas, Chile, November 2016; Abstracts.
- Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A., & Martínez-Díaz, J. J. (2014).** Constraints for the recent tectonics of the El Salvador Fault Zone, Central America Volcanic Arc, from morphotectonic analysis. *Tectonophysics*, 623, 1-13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.012>
- Alonso-Henar, J., Schreurs, G., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., & Villamor, P. (2015).** Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implications for deformation in the Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Tectonics*, 34(1), 133-151. <https://doi.org/10.1002/2014TC003723>
- Alvarado, D., DeMets, C., Tikoff, B., Hernández, D., Wawrzyniec, T. F., Pullinger, C., ... Correa-Mora, F. (2011).** Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observations. *Lithosphere*, 3(1), 3-21. <https://doi.org/10.1130/L108.1>
- Bishop, M. P., James, L. A., Shroder Jr, J. F., & Walsh, S. J. (2012).** Geospatial technologies and digital geomorphological mapping: concepts, issues and research. *Geomorphology*, 137(1), 5-26. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.027>
- Blair, R. C., & Taylor, R. A. (2008).** *Bioestadística.* Pearson Educación. Recuperado a partir de https://s3.amazonaws.com/academia.edu.documents/52083716/Bioestadistica.Blair.Taylor.pdf?AWSAccessKeyId=AKIAIWOWYYGZ2Y53UL3A&Expires=1523303915&Signature=aSuYGoImXdXyCpluSENx3DX5yJs%3D&response-content-disposition=inline%3B%20filename%3DBioestadistica_Blair_Taylor.pdf
- Bosse, H. R., Lorenz, W., Merino, A., Mihm, A., Rode, K., Schmidt-Thomé, M., ... Weber, H. S. (1978).** Geological map of El Salvador Republic: Hannover Germany. *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, D-3 scale, 1(100,000).*
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A., Pullinger, C., & Capote, R. (2010).** Geological and Seismological Analysis of the 13 February 2001 Mw 6.6 El Salvador Earthquake: Evidence for Surface Rupture and Implications for Seismic Hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 2873-2890. <https://doi.org/10.1785/0120090377>
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Staller, A., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A., ... Díaz, M. (2014).** Structural evolution of the El Salvador Fault Zone: an evolving fault system within a volcanic arc. *Journal of Iberian Geology*, 40(3), 471. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n3.43559
- Canora, C., Villamor, P., Martínez-Díaz, J. J., Berryman, K. R., Álvarez-Gómez, J. A., Capote, R., & Hernández, W. (2012).** Paleoseismic analysis of the San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone, El Salvador, Central America. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 10(2). <https://doi.org/10.1344/105.00001700>
- Chávez, José A., Hernández, W., & Kopecky, L. (2012).** Problemática y conocimiento actual de las tefras tierra blanca joven en el Área Metropolitana de San Salvador, el Salvador. *Revista Geológica de América Central*, (47). Recuperado a partir de <http://www.redalyc.org/html/454/45437354006/>

- Chávez, José Alexander, Šebesta, J., Kopecky, L., & Landaverde, R. L. (2014).** Application of geomorphologic knowledge for erosion hazard mapping. *Natural hazards*, 71(3), 1323–1354. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0948-8>
- Cheng, W., Wang, N., Zhao, M., & Zhao, S. (2016).** Relative tectonics and debris flow hazards in the Beijing mountain area from DEM-derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geomorphology*, 257, 134–142. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.01.003>
- Cole, J. W., Milner, D. M., & Spinks, K. D. (2005).** Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69(1), 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.004>
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., & Garcia, M. O. (2005).** Active strike-slip faulting in El Salvador, central America. *Geology*, 33(12), 989–992. <https://doi.org/10.1130/G21992.1>
- Csatho, B., Schenk, T., Kyle, P., Wilson, T., & Krabill, W. B. (2008).** Airborne laser swath mapping of the summit of Erebus volcano, Antarctica: applications to geological mapping of a volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(3), 531–548. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.08.016>
- Del Soldato, M., Pazzi, V., Segoni, S., De Vita, P., Tofani, V., & Moretti, S. (2018).** Spatial modeling of pyroclastic cover deposit thickness (depth to bedrock) in peri-volcanic areas of Campania (southern Italy). *Earth Surface Processes and Landforms*. <https://doi.org/10.1002/esp.4350>
- Demetrio-Escobar, C. (2002).** VOLCANES ACTIVOS DE EL SALVADOR. Recuperado 29 de marzo de 2018, a partir de <http://www.snet.gob.sv/Geologia/Vulcanologia/paginas/volcanesactivos.htm>
- Dull, R. A., Southon, J. R., & Sheets, P. (2001).** Volcanism, ecology and culture: A reassessment of the Volcán Ilopango TBJ eruption in the southern Maya realm. *Latin American Antiquity*, 12(1), 25–44. <https://doi.org/10.2307/971755>
- ERSI. (2016a).** **Análisis estadístico**—Ayuda | ArcGIS for Desktop. Recuperado 3 de mayo de 2018, a partir de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/analyze/commonly-used-tools/statistical-analysis.htm>
- ERSI. (2016b).** **Cómo funciona Curvatura**—Ayuda | ArcGIS for Desktop. Recuperado 8 de mayo de 2018, a partir de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-curvature-works.htm>
- ERSI. (2016c).** **Cómo funciona Kriging**—Ayuda | ArcGIS for Desktop. Recuperado 12 de abril de 2018, a partir de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/how-kriging-works.htm>
- ERSI. (2016d).** **Cómo funciona Orientación**—Ayuda | ArcGIS for Desktop. Recuperado 7 de mayo de 2018, a partir de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-aspect-works.htm>
- ERSI. (2016e).** **Cómo funciona Pendiente**—Ayuda | ArcGIS for Desktop. Recuperado 4 de mayo de 2018, a partir de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-slope-works.htm>
- ERSI. (2016f).** **Cómo funciona Sombreado**—Ayuda | ArcGIS for Desktop. Recuperado 18 de abril de 2018, a partir de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-hillshade-works.htm>
- ERSI. (2016g).** **Comparing models**—Help | ArcGIS Desktop. Recuperado 15 de junio de 2018, a partir de <https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/latest/extensions/geostatistical-analyst/comparing-models.htm>
- ERSI. (2016h).** **Comprender el análisis de estadísticas geográficas**—Help | ArcGIS Desktop. Recuperado 2 de mayo de 2018, a partir de <https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.4/extensions/geostatistical-analyst/understanding-geostatistical-analysis.htm>
- ERSI. (2016i).** **Cross Validation**—Help | ArcGIS for Desktop. Recuperado 15 de junio de 2018, a partir de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/geostatistical-analyst-toolbox/cross-validation.htm>
- ERSI. (2016j).** **Curvatura**—Ayuda | ArcGIS for Desktop. Recuperado 8 de mayo de 2018, a partir de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/curvature.htm>
- ERSI. (2016k).** **Función de curvatura**—Ayuda | ArcGIS for Desktop. Recuperado 18 de abril de 2018, a partir de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/manage-data/raster-and-images/curvature-function.htm>
- ERSI. (2016l).** **Métodos determinísticos para la interpolación espacial**—Help | ArcGIS Desktop. Recuperado 2 de mayo de 2018, a partir de <https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.4/extensions/geostatistical->

analyst/deterministic-methods-for-spatial-interpolation.htm#

- ERSI. (2016m).** **Understanding how to create surfaces using geostatistical techniques—** Help | ArcGIS Desktop. Recuperado 2 de mayo de 2018, a partir de <https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.4/extensions/geostatistical-analyst/understanding-how-to-create-surfaces-using-geostatistical-techniques.htm>
- Favalli, M., & Fornaciai, A. (2017).** Visualization and comparison of DEM-derived parameters. Application to volcanic areas. *Geomorphology*, 290, 69–84. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.02.029>
- Favalli, M., Fornaciai, A., & Pareschi, M. T. (2009).** LIDAR strip adjustment: Application to volcanic areas. *Geomorphology*, 111(3-4), 123–135. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.04.010>
- Funk, J., Mann, P., McIntosh, K., & Stephens, J. (2009).** Cenozoic tectonics of the Nicaraguan depression, Nicaragua, and Median Trough, El Salvador, based on seismic-reflection profiling and remote-sensing data. *Geological Society of America Bulletin*, 121(11-12), 1491–1521. <https://doi.org/10.1130/B26428.1>
- Garibaldi, N., Tikoff, B., & Hernández, W. (2016).** Neotectonic deformation within an extensional stepover in El Salvador magmatic arc, Central America: Implication for the interaction of arc magmatism and deformation. *Tectonophysics*, 693, 327–339.
- Garrison, J. M., Reagan, M. K., & Sims, K. W. (2012).** Dacite formation at Ilopango Caldera, El Salvador: U-series disequilibrium and implications for petrogenetic processes and magma storage time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(6). <https://doi.org/10.1029/2012GC004107>
- Geotérmica Italiana. (1992).** *Desarrollo de los Recursos Geotérmicos del Área Centro-Occidental de El Salvador*. El Salvador.
- Golombek, M. P., & Carr, M. J. (1978).** Tidal triggering of seismic and volcanic phenomena during the 1879–1880 eruption of Islas Quemadas volcano in El Salvador, Central America. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3(3-4), 299–307.
- Goodyear, W. A. (1880).** *Earthquake and volcanic phenomena: December 1879 and January 1880, in the Republic of Salvador, Central America*. Printed at the "Star & Herald" office.
- Hart, W. J., & Steen-McIntyre, V. (1983).** Tierra Blanca Joven Tephra from the AD 260 eruption of Ilopango caldera. *Archeology and Volcanism in Central America—The Zapotitán Valley of El Salvador*, 15–34.
- Hernández, W. (2004).** Características geotécnicas y vulcanológicas de las tefras de Tierra Blanca Joven, de Ilopango, El Salvador. *Proyecto final presentado para optar al grado de master en tecnologías geológicas en la Universidad Politécnica de El Salvador, San salvador, El Salvador*.
- Hernández, W. (2015, diciembre).** *Los volcanes monogenéticos y la generación de eventos explosivos, caldera de Ilopango: casos Domo El Güegüecho y La Pilona*. Presentado en Seminario Ambiente geológico del El Salvador y aplicaciones, San Salvador, República de El Salvador.
- Hernández-Hernández, I. (2017).** *Análisis geoespacial para la región volcánica de la Caldera de Ilopango "El Salvador"*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería., San Luis Potosi, México.
- IPGARAMSS. (2007).** Estudios de amenazas en el área metropolitana de San Salvador. Recuperado a partir de <http://www.xeologosdelmundo.org/wp-content/uploads/2015/01/Estudio-amenazas-1-el-Salvador-2007.pdf>
- Kereszturi, G., & Németh, K. (2012).** Structural and morphometric irregularities of eroded Pliocene scoria cones at the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Geomorphology*, 136(1), 45–58. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.005>
- Lardé, J. (1923).** *El volcán de Izalco...* Impr. Nacional.
- Lardé, J. (1952).** Geología salvadoreña. *San Salvador, El Salvador: Ministerio de Cultura*.
- Lexa, J., Sebesta, J., Chávez, J. A., Hernández, W., & Pecskey, Z. (2011).** Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56(1), 106–140. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.088>
- Lipman, P., Dungan, M., & Bachmann, O. (1997).** Comagmatic granophyric granite in the Fish Canyon Tuff, Colorado: Implications for magma-chamber processes during a large ash-flow eruption. *Geology*, 25(10), 915–918. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0915:CGGITF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0915:CGGITF>2.3.CO;2)
- Lipman, P. W. (2000).** Calderas. *Encyclopedia of Volcanoes*, 426, 643–662. Recuperado a partir de http://www.grapenthin.org/teaching/volc_2016/download/Lipman2000_Calderas.pdf
- López, D. L., Ransom, L., Pérez, N. M., Hernández, P. A., & Monterrosa, J. (2004).** Dynamics of diffuse degassing at Ilopango caldera, El Salvador. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 191–202. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.191>
- MacDonald. (1973).** G. A. MacDonald 1972. Volcanoes. A discussion of volcanoes, volcanic products, and volcanic phenomena. xii + 510 pp., 120 figs, 144 pls. 15 tables. Prentice-Hall,

- International, New Jersey. Price £8.50. *Geological Magazine*, 110(01), 87. <https://doi.org/10.1017/S0016756800047476>
- Mann, C. P. (2003).** *Intracaldera Geology of the Ilopango Caldera, El Salvador, Central America* (PhD Thesis). McGill University Libraries.
- Mann, C. P., Stix, J., Vallance, J. W., & Richer, M. (2004).** Subaqueous intracaldera volcanism, Ilopango Caldera, El Salvador, Central America. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 159-174. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.159>
- Mann, P. (2007).** Overview of the tectonic history of northern Central America. En *Special Paper 428: Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Northern Central America* (Vol. 428, pp. 1-19). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2007.2428\(01\)](https://doi.org/10.1130/2007.2428(01))
- MARN. (2011).** MARN - Monitoreo Hidrológico. Recuperado 27 de junio de 2018, a partir de <http://www.snet.gob.sv/ver/hidrologia/monitoreo+hidrologico/>
- Martí, J., & Gudmundsson, A. (2000).** The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of volcanology and geothermal research*, 103(1-4), 161-173.
- Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Benito, B., & Hernández, D. (2004).** Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32(1), 65-68. <https://doi.org/10.1130/G20089.1>
- Mehring Jr, P. J., Sarna-Wojcicki, A. M., Wollage, L. K., & Sheets, P. (2005).** Age and extent of the Ilopango TBJ Tephra inferred from a Holocene chronostratigraphic reference section, Lago De Yojoa, Honduras. *Quaternary Research*, 63(2), 199-205. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.09.011>
- Mena-Frau, C. (2005).** Geomática para la Ordenación del Territorio. Recuperado a partir de <http://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/123456789/23603>
- Mena-Frau, C., Latorre Alonso, J., Gajardo Valenzuela, J., Ormazábal Rojas, Y., & Morales Hernández, Y. (2007).** Experiencias en la enseñanza de nuevas tecnologías: el Centro de Geomática de la Universidad de Talca. *Revista Cartográfica*, (83), 59. Recuperado a partir de http://comisiones.ipgh.org/CARTOGRAFIA/rca/RCA83_Digital.pdf#page=61
- Merle, O., Barde-Cabusson, S., & de Vries, B. van W. (2010).** Hydrothermal calderas. *Bulletin of Volcanology*, 72(2), 131-147. <https://doi.org/10.1007/s00445-009-0314-6>
- Morgan, J. P., Ranero, C. R., & Vannucchi, P. (2008).** Intra-arc extension in Central America: links between plate motions, tectonics, volcanism, and geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2), 365-371. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.05.004>
- Mouginis-Mark, P. J., & Rowland, S. K. (2001).** The geomorphology of planetary calderas. *Geomorphology*, 37(3-4), 201-223. Recuperado a partir de https://www.higp.hawaii.edu/~pmm/MM_Rowland_Geomorphology.pdf
- Noyola-Medrano, C., Aguirre-Díaz, G., Hernández-Hernández, I., & Hernández, W. (2016).** Influencia del origen y resolución espacial de los Modelos Digitales de Elevación en el análisis morfométrico de una cuenca. Caso de estudio: Ilopango (El Salvador). En *Libro de Actas*. Puerto de Iguazú, Misiones, Argentina.
- Oficina de Información Diplomática. (2017, abril).** El Salvador. Recuperado a partir de http://www.exteriores.gob.es/Documents/FichasPais/ELSALVADOR_FICHA%20PAIS.pdf.
- Pedrazzi, D., Sunyé-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G.J., Costa, A., Smith, V., Davila-Harris, P., Hernández, W., Gutierrez, E., 2018,** The Ilopango Tierra Blanca Joven (TBJ) eruption, El Salvador: volcano-stratigraphy of a major Holocene event of Central America and hazards implications: EGU General Assembly 2018, Vienna, Geophysical Research Abstracts, vol. 20, EGU2018-8455-1; <https://www.geophysical-research-abstracts.net/about.html>.
- Poppe, S. (2012).** *Caldera collapse on basaltic shield volcanoes: analogue models compared to the Karthala caldera complex, Grande Comore*. Universiteit Gent. Recuperado a partir de https://lib.ugent.be/fulltxt/RUG01/001/892/505/RUG01-001892505_2012_0001_AC.pdf
- Richer, M., Mann, C. P., & Stix, J. (2004).** Mafic magma injection triggers eruption at Ilopango caldera, El Salvador, Central America. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 175-190. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.175>
- Ríos, F., Barón, J., Sánchez, E., & Parras, L. (2004).** Bioestadística, métodos y aplicaciones. *Malaga: Ed. Universidad de Malaga*. Recuperado a partir de <http://www.bioestadistica.uma.es/baron/bioestadistica.pdf>
- Roche, O., Druitt, T. H., & Merle, O. (2000).** Experimental study of caldera formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B1), 395-416. <https://doi.org/10.1029/1999JB900298>
- Sánchez-Esquivel, I. A. (2016).** *Levantamiento batimétrico y medición de parámetros físico-*

- químicos en el Lago de Ilopango, *El Salvador* (Thesis). Universidad de El Salvador. Recuperado a partir de <http://ri.ues.edu.sv/10296/>
- Santana-Arias, R. (2017).** Delimitación de una cuenca Hidrográfica Práctica 17.
- Sapper, K. (1925).** *Los volcanes de la América Central*. M. Niemeyer.
- Saxby, J., Gottsmann, J., Cashman, K., Gutiérrez, E., 2016.** Magma storage in a strike-slip caldera. *Nat. Commun.* 7, 12295. doi:10.1038/ncomms12295
- Smith, R. L., & Bailey, R. A. (1968).** Resurgent Cauldrons. En *Geological Society of America Memoirs* (Vol. 116, pp. 613-662). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/MEM116-p613>
- SNET. (2011).** PRINCIPALES VOLCANES ACTIVOS. Recuperado 27 de junio de 2018, a partir de <http://www.snet.gob.sv/Geologia/Vulcanologia/>
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G., Dávila-Harris, P., Pedrazzi, D., Gutiérrez, E., Hernández, W., ... Costa, A. (2017, agosto).** *The voluminous 1.5 Ma Olocuilta Ignimbrite: A pre-collapse fissure supereruption of Ilopango Caldera, El Salvador*. Presentado en IAVCEI 2017 Scientific Assembly, Oregon, USA. Recuperado a partir de <http://iavcei2017.org/IAVCEI%202017%20Abstracts.pdf>
- Toutin, T. (2008).** ASTER DEMs for geomatic and geoscientific applications: a review. *International Journal of Remote Sensing*, 29(7), 1855-1875. <https://doi.org/10.1080/01431160701408477>
- Vallance, J., & Houghton, B. (1998).** The AD 260 eruption at Lake Ilopango, El Salvador: A complex explosive eruption through a caldera lake. *National Science Foundation*.
- Van Zuidam, R. (1986).** *Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping*. Smits Publishers.
- Villalba Moreno, E. (1996).** La importancia de los deslizamientos en la morfogénesis de los paisajes canarios.
- Walker, G. P. L. (1988).** Three Hawaiian calderas: An origin through loading by shallow intrusions? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B12), 14773-14784. <https://doi.org/10.1029/JB093iB12p14773>
- Weber, H. S., Wiesemann, G., & Wittekindt, H. (1974).** Mapa geológico general de la República de El Salvador 1: 500 000/geologische Übersichtskarte der Republik El Salvador 1: 500 000 (after geological maps 1: 100 000-1967-74)-Bundesanstalt für Bodenforschung. *Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover*.
- Webster, R., & Oliver, M. A. (2007).** *Geostatistics for environmental scientists*. John Wiley & Sons. Recuperado a partir de <https://www.researchgate.net/file.PostFileLoader.html?id=584de1253d7f4b0c2a7f9d86&assetKey=AS%3A438252378300419%401481498917705>
- Weyl, R. (1957).** Las tobas fundidas de la cadena costera. *Com. ITIC. San Salvador*, 6(1), 1-20.
- Williams, H. (1941).** Calderas and their origin. *Bull. Dept. Geol. Sci. Univ. Calif. Publ.*, 25, 239-346.
- Williams, H., & McBirney, A. R. (1979).** *Volcanology. Free man, Cooper & Co., San Francisco*, 397.
- Williams, H., & Meyer-Abich, H. (1953).** El origen del lago de Ilopango. *Comisión del Instituto Tropical de Investigaciones Científicas*, 2.
- Williams, H., & Meyer-Abich, H. (1955).** *Volcanism in the Southern Part of El Salvador: With Particular Reference to the Collapse Basins of Lakes Coatepeque and Ilopango* (Vol. 32). University of California Press.
- Wilson, J. P. (2012).** Digital terrain modeling. *Geomorphology*, 137(1), 107-121. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.03.012>
- Wood, J. (1996).** The geomorphological characterisation of digital elevation models.
- Wormald, S. C., Wright, I. C., Bull, J. M., Lamarche, G., & Sanderson, D. J. (2012).** Morphometric analysis of the submarine arc volcano Monowai (Tofua-Kermadec Arc) to decipher tectono-magmatic interactions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 239, 69-82. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.004>
- Zevenbergen, L. W., & Thorne, C. R. (1987).** Quantitative analysis of land surface topography. *Earth surface processes and landforms*, 12(1), 47-56.

ANEXOS

Esquema volcano-estratigráfico / Vulkanostratigraphisches Schema																																																									
Holoceno	<table border="1"> <tr> <td>1</td> <td>1: Aluviones, localmente con intercalaciones de piroclásticas; 2: barras costeras; 3: manglares 4: Aluviones, típicos con Enroscamientos von Pyroklastiken; 5: Strandwälle; 6: Mangroven</td> </tr> <tr> <td>a5</td> <td>Efusivas basálticas; 7: cenizas y tobas de lapilli Basaltische Effusiva; 8: Aschen und Lapillituffe</td> </tr> <tr> <td>a4</td> <td>Piroclásticas ácidas ("tierra blanca"); 9: efusivas ácidas Saure Pyroklastite ("Terra blanca"); 9: Saure Effusiva</td> </tr> <tr> <td>a3</td> <td>Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas ("tobas color café"); 3: efusivas ácidas Saure Pyroklastite, vulkanische Epiklastite ("Tobas color café"); 3: Saure Effusiva</td> </tr> <tr> <td>a2</td> <td>Efusivas andesíticas y basálticas; piroclásticas Andesitische und basaltische Effusiva; Pyroklastite</td> </tr> <tr> <td>a1</td> <td>Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas, tobas ardientes y fundidas; efusivas andesíticas Saure Pyroklastite, vulkanische Epiklastite, mit Glut- und Schmelztuffen; andesitische Effusiva</td> </tr> <tr> <td>a0</td> <td>Efusivas andesíticas y basálticas Andesitische und basaltische Effusiva</td> </tr> <tr> <td>a2</td> <td>Efusivas ácidas e intermedias-ácidas (ocurrencias aisladas eventualmente = a2) Saure und intermediär-saure Effusiva (isolierte Vorkommen evtl. = a2)</td> </tr> <tr> <td>a1</td> <td>Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas, tobas ardientes y fundidas, edad de dh localmente posible; 1: sedimentos fluviales y lacustres con intercalaciones piroclásticas Saure Pyroklastite, vulk. Epiklastite, Glut- und Schmelztuffe, Lokal dh-Alter möglich. 1: fluvial-lakustrine Ablagerungen mit Pyroklastit-Einschaltungen</td> </tr> <tr> <td rowspan="2">Plio-Pleistoceno</td> <td> <table border="1"> <tr> <td>b4</td> <td>Efusivas andesíticas-basálticas Andesitisch-basaltische Effusiva</td> </tr> <tr> <td>b2</td> <td>Efusivas andesíticas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas subordinadas Andesitische Effusiva, Pyroklastite, untergeordnet vulk. Epiklastite</td> </tr> <tr> <td>a1</td> <td>Epiclastitas volcánicas (en parte fluvial) - ? lacustre; piroclásticas, corrientes de lava intercaladas Vulk.-Epiklastite (z. T. fluvial? lakustrin), Pyroklastite, eingeschaltete Lavaströme</td> </tr> <tr> <td>a2</td> <td>Efusivas ácidas (ocurrencias aisladas eventualmente = a2); riolitas Saure Effusiva (isolierte Vorkommen evtl. = a2); Rhyolithe</td> </tr> <tr> <td>dh1</td> <td>Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas con tobas ardientes y fundidas; efusivas ácidas intercaladas. Edad de t localmente posible; / Saure Pyroklastite, vulk. Epiklastite, mit Glut- und Schmelztuffen, saure Effusiva eingeschaltet; Lokal t-Alter möglich.</td> </tr> <tr> <td>g</td> <td>Granito, granodiorita Granit, Granodiorit</td> </tr> <tr> <td>m2</td> <td>Efusivas básicas-intermedias hasta intermedias-ácidas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas. Alteración regional por influencia hidrotermal. / Basaltisch-intermediäre bis intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, vulk. Epiklastite, Regional hydrothermal zersetzt.</td> </tr> <tr> <td>m1</td> <td>Efusivas intermedias-ácidas, piroclásticas, tobas ardientes riolitas, epiclastitas volcánicas. Ocurrencias aisladas eventualmente más jóvenes, / Intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, Glutituffe, Rhyolithe, vulk. Epiklastite, isolierte Vorkommen evtl. jünger.</td> </tr> <tr> <td rowspan="3">?Oligoceno - ?Mioceno</td> <td> <table border="1"> <tr> <td>mb3</td> <td>Conglomerados de cuarzo y caliza rojos; areniscas; intercalaciones de vulcanitas Rote Quarz- und Kalkkonglomerate, Sandsteine, Vulkanite eingeschaltet</td> </tr> <tr> <td>mb2</td> <td>Celizas y celizas margosas Kalksteine u. Mergelkalksteine</td> </tr> <tr> <td>mb1</td> <td>Conglomerados de cuarzo, areniscas, siltitas y lutitas; vulcanitas básicas-intermedias subordinadas. 3: metasedimentos, metavulcanitas Quarkonglomerate, Sandsteine, Schluffe und Tonsteine; untergeordnet basaltisch-intermediäre Vulkanite. 3: Metasedimente, Metavulkanite</td> </tr> </table> </td> </tr> <tr> <td rowspan="2">?Jurásico - Cretácico</td> <td> <table border="1"> <tr> <td>Subinal</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Cobán</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Todos Santos</td> <td></td> </tr> </table> </td> </tr> <tr> <td>?</td> <td> <table border="1"> <tr> <td>?</td> <td>?</td> </tr> </table> </td> </tr> </table></td></tr></table>	1	1: Aluviones, localmente con intercalaciones de piroclásticas; 2: barras costeras; 3: manglares 4: Aluviones, típicos con Enroscamientos von Pyroklastiken; 5: Strandwälle; 6: Mangroven	a5	Efusivas basálticas; 7: cenizas y tobas de lapilli Basaltische Effusiva; 8: Aschen und Lapillituffe	a4	Piroclásticas ácidas ("tierra blanca"); 9: efusivas ácidas Saure Pyroklastite ("Terra blanca"); 9: Saure Effusiva	a3	Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas ("tobas color café"); 3: efusivas ácidas Saure Pyroklastite, vulkanische Epiklastite ("Tobas color café"); 3: Saure Effusiva	a2	Efusivas andesíticas y basálticas; piroclásticas Andesitische und basaltische Effusiva; Pyroklastite	a1	Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas, tobas ardientes y fundidas; efusivas andesíticas Saure Pyroklastite, vulkanische Epiklastite, mit Glut- und Schmelztuffen; andesitische Effusiva	a0	Efusivas andesíticas y basálticas Andesitische und basaltische Effusiva	a2	Efusivas ácidas e intermedias-ácidas (ocurrencias aisladas eventualmente = a2) Saure und intermediär-saure Effusiva (isolierte Vorkommen evtl. = a2)	a1	Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas, tobas ardientes y fundidas, edad de dh localmente posible; 1: sedimentos fluviales y lacustres con intercalaciones piroclásticas Saure Pyroklastite, vulk. Epiklastite, Glut- und Schmelztuffe, Lokal dh-Alter möglich. 1: fluvial-lakustrine Ablagerungen mit Pyroklastit-Einschaltungen	Plio-Pleistoceno	<table border="1"> <tr> <td>b4</td> <td>Efusivas andesíticas-basálticas Andesitisch-basaltische Effusiva</td> </tr> <tr> <td>b2</td> <td>Efusivas andesíticas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas subordinadas Andesitische Effusiva, Pyroklastite, untergeordnet vulk. Epiklastite</td> </tr> <tr> <td>a1</td> <td>Epiclastitas volcánicas (en parte fluvial) - ? lacustre; piroclásticas, corrientes de lava intercaladas Vulk.-Epiklastite (z. T. fluvial? lakustrin), Pyroklastite, eingeschaltete Lavaströme</td> </tr> <tr> <td>a2</td> <td>Efusivas ácidas (ocurrencias aisladas eventualmente = a2); riolitas Saure Effusiva (isolierte Vorkommen evtl. = a2); Rhyolithe</td> </tr> <tr> <td>dh1</td> <td>Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas con tobas ardientes y fundidas; efusivas ácidas intercaladas. Edad de t localmente posible; / Saure Pyroklastite, vulk. Epiklastite, mit Glut- und Schmelztuffen, saure Effusiva eingeschaltet; Lokal t-Alter möglich.</td> </tr> <tr> <td>g</td> <td>Granito, granodiorita Granit, Granodiorit</td> </tr> <tr> <td>m2</td> <td>Efusivas básicas-intermedias hasta intermedias-ácidas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas. Alteración regional por influencia hidrotermal. / Basaltisch-intermediäre bis intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, vulk. Epiklastite, Regional hydrothermal zersetzt.</td> </tr> <tr> <td>m1</td> <td>Efusivas intermedias-ácidas, piroclásticas, tobas ardientes riolitas, epiclastitas volcánicas. Ocurrencias aisladas eventualmente más jóvenes, / Intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, Glutituffe, Rhyolithe, vulk. Epiklastite, isolierte Vorkommen evtl. jünger.</td> </tr> <tr> <td rowspan="3">?Oligoceno - ?Mioceno</td> <td> <table border="1"> <tr> <td>mb3</td> <td>Conglomerados de cuarzo y caliza rojos; areniscas; intercalaciones de vulcanitas Rote Quarz- und Kalkkonglomerate, Sandsteine, Vulkanite eingeschaltet</td> </tr> <tr> <td>mb2</td> <td>Celizas y celizas margosas Kalksteine u. Mergelkalksteine</td> </tr> <tr> <td>mb1</td> <td>Conglomerados de cuarzo, areniscas, siltitas y lutitas; vulcanitas básicas-intermedias subordinadas. 3: metasedimentos, metavulcanitas Quarkonglomerate, Sandsteine, Schluffe und Tonsteine; untergeordnet basaltisch-intermediäre Vulkanite. 3: Metasedimente, Metavulkanite</td> </tr> </table> </td> </tr> <tr> <td rowspan="2">?Jurásico - Cretácico</td> <td> <table border="1"> <tr> <td>Subinal</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Cobán</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Todos Santos</td> <td></td> </tr> </table> </td> </tr> <tr> <td>?</td> <td> <table border="1"> <tr> <td>?</td> <td>?</td> </tr> </table> </td> </tr> </table>	b4	Efusivas andesíticas-basálticas Andesitisch-basaltische Effusiva	b2	Efusivas andesíticas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas subordinadas Andesitische Effusiva, Pyroklastite, untergeordnet vulk. Epiklastite	a1	Epiclastitas volcánicas (en parte fluvial) - ? lacustre; piroclásticas, corrientes de lava intercaladas Vulk.-Epiklastite (z. T. fluvial? lakustrin), Pyroklastite, eingeschaltete Lavaströme	a2	Efusivas ácidas (ocurrencias aisladas eventualmente = a2); riolitas Saure Effusiva (isolierte Vorkommen evtl. = a2); Rhyolithe	dh1	Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas con tobas ardientes y fundidas; efusivas ácidas intercaladas. Edad de t localmente posible; / Saure Pyroklastite, vulk. Epiklastite, mit Glut- und Schmelztuffen, saure Effusiva eingeschaltet; Lokal t-Alter möglich.	g	Granito, granodiorita Granit, Granodiorit	m2	Efusivas básicas-intermedias hasta intermedias-ácidas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas. Alteración regional por influencia hidrotermal. / Basaltisch-intermediäre bis intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, vulk. Epiklastite, Regional hydrothermal zersetzt.	m1	Efusivas intermedias-ácidas, piroclásticas, tobas ardientes riolitas, epiclastitas volcánicas. Ocurrencias aisladas eventualmente más jóvenes, / Intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, Glutituffe, Rhyolithe, vulk. Epiklastite, isolierte Vorkommen evtl. jünger.	?Oligoceno - ?Mioceno	<table border="1"> <tr> <td>mb3</td> <td>Conglomerados de cuarzo y caliza rojos; areniscas; intercalaciones de vulcanitas Rote Quarz- und Kalkkonglomerate, Sandsteine, Vulkanite eingeschaltet</td> </tr> <tr> <td>mb2</td> <td>Celizas y celizas margosas Kalksteine u. Mergelkalksteine</td> </tr> <tr> <td>mb1</td> <td>Conglomerados de cuarzo, areniscas, siltitas y lutitas; vulcanitas básicas-intermedias subordinadas. 3: metasedimentos, metavulcanitas Quarkonglomerate, Sandsteine, Schluffe und Tonsteine; untergeordnet basaltisch-intermediäre Vulkanite. 3: Metasedimente, Metavulkanite</td> </tr> </table>	mb3	Conglomerados de cuarzo y caliza rojos; areniscas; intercalaciones de vulcanitas Rote Quarz- und Kalkkonglomerate, Sandsteine, Vulkanite eingeschaltet	mb2	Celizas y celizas margosas Kalksteine u. Mergelkalksteine	mb1	Conglomerados de cuarzo, areniscas, siltitas y lutitas; vulcanitas básicas-intermedias subordinadas. 3: metasedimentos, metavulcanitas Quarkonglomerate, Sandsteine, Schluffe und Tonsteine; untergeordnet basaltisch-intermediäre Vulkanite. 3: Metasedimente, Metavulkanite	?Jurásico - Cretácico	<table border="1"> <tr> <td>Subinal</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Cobán</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Todos Santos</td> <td></td> </tr> </table>	Subinal		Cobán		Todos Santos		?	<table border="1"> <tr> <td>?</td> <td>?</td> </tr> </table>	?	?
	1	1: Aluviones, localmente con intercalaciones de piroclásticas; 2: barras costeras; 3: manglares 4: Aluviones, típicos con Enroscamientos von Pyroklastiken; 5: Strandwälle; 6: Mangroven																																																							
a5	Efusivas basálticas; 7: cenizas y tobas de lapilli Basaltische Effusiva; 8: Aschen und Lapillituffe																																																								
a4	Piroclásticas ácidas ("tierra blanca"); 9: efusivas ácidas Saure Pyroklastite ("Terra blanca"); 9: Saure Effusiva																																																								
a3	Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas ("tobas color café"); 3: efusivas ácidas Saure Pyroklastite, vulkanische Epiklastite ("Tobas color café"); 3: Saure Effusiva																																																								
a2	Efusivas andesíticas y basálticas; piroclásticas Andesitische und basaltische Effusiva; Pyroklastite																																																								
a1	Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas, tobas ardientes y fundidas; efusivas andesíticas Saure Pyroklastite, vulkanische Epiklastite, mit Glut- und Schmelztuffen; andesitische Effusiva																																																								
a0	Efusivas andesíticas y basálticas Andesitische und basaltische Effusiva																																																								
a2	Efusivas ácidas e intermedias-ácidas (ocurrencias aisladas eventualmente = a2) Saure und intermediär-saure Effusiva (isolierte Vorkommen evtl. = a2)																																																								
a1	Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas, tobas ardientes y fundidas, edad de dh localmente posible; 1: sedimentos fluviales y lacustres con intercalaciones piroclásticas Saure Pyroklastite, vulk. Epiklastite, Glut- und Schmelztuffe, Lokal dh-Alter möglich. 1: fluvial-lakustrine Ablagerungen mit Pyroklastit-Einschaltungen																																																								
Plio-Pleistoceno	<table border="1"> <tr> <td>b4</td> <td>Efusivas andesíticas-basálticas Andesitisch-basaltische Effusiva</td> </tr> <tr> <td>b2</td> <td>Efusivas andesíticas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas subordinadas Andesitische Effusiva, Pyroklastite, untergeordnet vulk. Epiklastite</td> </tr> <tr> <td>a1</td> <td>Epiclastitas volcánicas (en parte fluvial) - ? lacustre; piroclásticas, corrientes de lava intercaladas Vulk.-Epiklastite (z. T. fluvial? lakustrin), Pyroklastite, eingeschaltete Lavaströme</td> </tr> <tr> <td>a2</td> <td>Efusivas ácidas (ocurrencias aisladas eventualmente = a2); riolitas Saure Effusiva (isolierte Vorkommen evtl. = a2); Rhyolithe</td> </tr> <tr> <td>dh1</td> <td>Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas con tobas ardientes y fundidas; efusivas ácidas intercaladas. Edad de t localmente posible; / Saure Pyroklastite, vulk. Epiklastite, mit Glut- und Schmelztuffen, saure Effusiva eingeschaltet; Lokal t-Alter möglich.</td> </tr> <tr> <td>g</td> <td>Granito, granodiorita Granit, Granodiorit</td> </tr> <tr> <td>m2</td> <td>Efusivas básicas-intermedias hasta intermedias-ácidas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas. Alteración regional por influencia hidrotermal. / Basaltisch-intermediäre bis intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, vulk. Epiklastite, Regional hydrothermal zersetzt.</td> </tr> <tr> <td>m1</td> <td>Efusivas intermedias-ácidas, piroclásticas, tobas ardientes riolitas, epiclastitas volcánicas. Ocurrencias aisladas eventualmente más jóvenes, / Intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, Glutituffe, Rhyolithe, vulk. Epiklastite, isolierte Vorkommen evtl. jünger.</td> </tr> <tr> <td rowspan="3">?Oligoceno - ?Mioceno</td> <td> <table border="1"> <tr> <td>mb3</td> <td>Conglomerados de cuarzo y caliza rojos; areniscas; intercalaciones de vulcanitas Rote Quarz- und Kalkkonglomerate, Sandsteine, Vulkanite eingeschaltet</td> </tr> <tr> <td>mb2</td> <td>Celizas y celizas margosas Kalksteine u. Mergelkalksteine</td> </tr> <tr> <td>mb1</td> <td>Conglomerados de cuarzo, areniscas, siltitas y lutitas; vulcanitas básicas-intermedias subordinadas. 3: metasedimentos, metavulcanitas Quarkonglomerate, Sandsteine, Schluffe und Tonsteine; untergeordnet basaltisch-intermediäre Vulkanite. 3: Metasedimente, Metavulkanite</td> </tr> </table> </td> </tr> <tr> <td rowspan="2">?Jurásico - Cretácico</td> <td> <table border="1"> <tr> <td>Subinal</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Cobán</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Todos Santos</td> <td></td> </tr> </table> </td> </tr> <tr> <td>?</td> <td> <table border="1"> <tr> <td>?</td> <td>?</td> </tr> </table> </td> </tr> </table>	b4	Efusivas andesíticas-basálticas Andesitisch-basaltische Effusiva	b2	Efusivas andesíticas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas subordinadas Andesitische Effusiva, Pyroklastite, untergeordnet vulk. Epiklastite	a1	Epiclastitas volcánicas (en parte fluvial) - ? lacustre; piroclásticas, corrientes de lava intercaladas Vulk.-Epiklastite (z. T. fluvial? lakustrin), Pyroklastite, eingeschaltete Lavaströme	a2	Efusivas ácidas (ocurrencias aisladas eventualmente = a2); riolitas Saure Effusiva (isolierte Vorkommen evtl. = a2); Rhyolithe	dh1	Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas con tobas ardientes y fundidas; efusivas ácidas intercaladas. Edad de t localmente posible; / Saure Pyroklastite, vulk. Epiklastite, mit Glut- und Schmelztuffen, saure Effusiva eingeschaltet; Lokal t-Alter möglich.	g	Granito, granodiorita Granit, Granodiorit	m2	Efusivas básicas-intermedias hasta intermedias-ácidas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas. Alteración regional por influencia hidrotermal. / Basaltisch-intermediäre bis intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, vulk. Epiklastite, Regional hydrothermal zersetzt.	m1	Efusivas intermedias-ácidas, piroclásticas, tobas ardientes riolitas, epiclastitas volcánicas. Ocurrencias aisladas eventualmente más jóvenes, / Intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, Glutituffe, Rhyolithe, vulk. Epiklastite, isolierte Vorkommen evtl. jünger.	?Oligoceno - ?Mioceno	<table border="1"> <tr> <td>mb3</td> <td>Conglomerados de cuarzo y caliza rojos; areniscas; intercalaciones de vulcanitas Rote Quarz- und Kalkkonglomerate, Sandsteine, Vulkanite eingeschaltet</td> </tr> <tr> <td>mb2</td> <td>Celizas y celizas margosas Kalksteine u. Mergelkalksteine</td> </tr> <tr> <td>mb1</td> <td>Conglomerados de cuarzo, areniscas, siltitas y lutitas; vulcanitas básicas-intermedias subordinadas. 3: metasedimentos, metavulcanitas Quarkonglomerate, Sandsteine, Schluffe und Tonsteine; untergeordnet basaltisch-intermediäre Vulkanite. 3: Metasedimente, Metavulkanite</td> </tr> </table>	mb3	Conglomerados de cuarzo y caliza rojos; areniscas; intercalaciones de vulcanitas Rote Quarz- und Kalkkonglomerate, Sandsteine, Vulkanite eingeschaltet	mb2	Celizas y celizas margosas Kalksteine u. Mergelkalksteine	mb1	Conglomerados de cuarzo, areniscas, siltitas y lutitas; vulcanitas básicas-intermedias subordinadas. 3: metasedimentos, metavulcanitas Quarkonglomerate, Sandsteine, Schluffe und Tonsteine; untergeordnet basaltisch-intermediäre Vulkanite. 3: Metasedimente, Metavulkanite	?Jurásico - Cretácico	<table border="1"> <tr> <td>Subinal</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Cobán</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Todos Santos</td> <td></td> </tr> </table>	Subinal		Cobán		Todos Santos		?	<table border="1"> <tr> <td>?</td> <td>?</td> </tr> </table>	?	?																				
	b4	Efusivas andesíticas-basálticas Andesitisch-basaltische Effusiva																																																							
b2	Efusivas andesíticas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas subordinadas Andesitische Effusiva, Pyroklastite, untergeordnet vulk. Epiklastite																																																								
a1	Epiclastitas volcánicas (en parte fluvial) - ? lacustre; piroclásticas, corrientes de lava intercaladas Vulk.-Epiklastite (z. T. fluvial? lakustrin), Pyroklastite, eingeschaltete Lavaströme																																																								
a2	Efusivas ácidas (ocurrencias aisladas eventualmente = a2); riolitas Saure Effusiva (isolierte Vorkommen evtl. = a2); Rhyolithe																																																								
dh1	Piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas con tobas ardientes y fundidas; efusivas ácidas intercaladas. Edad de t localmente posible; / Saure Pyroklastite, vulk. Epiklastite, mit Glut- und Schmelztuffen, saure Effusiva eingeschaltet; Lokal t-Alter möglich.																																																								
g	Granito, granodiorita Granit, Granodiorit																																																								
m2	Efusivas básicas-intermedias hasta intermedias-ácidas, piroclásticas, epiclastitas volcánicas. Alteración regional por influencia hidrotermal. / Basaltisch-intermediäre bis intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, vulk. Epiklastite, Regional hydrothermal zersetzt.																																																								
m1	Efusivas intermedias-ácidas, piroclásticas, tobas ardientes riolitas, epiclastitas volcánicas. Ocurrencias aisladas eventualmente más jóvenes, / Intermediär-saure Effusiva, Pyroklastite, Glutituffe, Rhyolithe, vulk. Epiklastite, isolierte Vorkommen evtl. jünger.																																																								
?Oligoceno - ?Mioceno	<table border="1"> <tr> <td>mb3</td> <td>Conglomerados de cuarzo y caliza rojos; areniscas; intercalaciones de vulcanitas Rote Quarz- und Kalkkonglomerate, Sandsteine, Vulkanite eingeschaltet</td> </tr> <tr> <td>mb2</td> <td>Celizas y celizas margosas Kalksteine u. Mergelkalksteine</td> </tr> <tr> <td>mb1</td> <td>Conglomerados de cuarzo, areniscas, siltitas y lutitas; vulcanitas básicas-intermedias subordinadas. 3: metasedimentos, metavulcanitas Quarkonglomerate, Sandsteine, Schluffe und Tonsteine; untergeordnet basaltisch-intermediäre Vulkanite. 3: Metasedimente, Metavulkanite</td> </tr> </table>	mb3	Conglomerados de cuarzo y caliza rojos; areniscas; intercalaciones de vulcanitas Rote Quarz- und Kalkkonglomerate, Sandsteine, Vulkanite eingeschaltet	mb2	Celizas y celizas margosas Kalksteine u. Mergelkalksteine	mb1	Conglomerados de cuarzo, areniscas, siltitas y lutitas; vulcanitas básicas-intermedias subordinadas. 3: metasedimentos, metavulcanitas Quarkonglomerate, Sandsteine, Schluffe und Tonsteine; untergeordnet basaltisch-intermediäre Vulkanite. 3: Metasedimente, Metavulkanite																																																		
	mb3	Conglomerados de cuarzo y caliza rojos; areniscas; intercalaciones de vulcanitas Rote Quarz- und Kalkkonglomerate, Sandsteine, Vulkanite eingeschaltet																																																							
	mb2	Celizas y celizas margosas Kalksteine u. Mergelkalksteine																																																							
mb1	Conglomerados de cuarzo, areniscas, siltitas y lutitas; vulcanitas básicas-intermedias subordinadas. 3: metasedimentos, metavulcanitas Quarkonglomerate, Sandsteine, Schluffe und Tonsteine; untergeordnet basaltisch-intermediäre Vulkanite. 3: Metasedimente, Metavulkanite																																																								
?Jurásico - Cretácico	<table border="1"> <tr> <td>Subinal</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Cobán</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Todos Santos</td> <td></td> </tr> </table>	Subinal		Cobán		Todos Santos																																																			
	Subinal																																																								
Cobán																																																									
Todos Santos																																																									
?	<table border="1"> <tr> <td>?</td> <td>?</td> </tr> </table>	?	?																																																						
?	?																																																								

Anexo 2. Columna estratigráfica del mapa geológico de la República de El Salvador (Weber et al., 1974).

Anexo 3. Evaluación estadística de los datos.

La generación de contornos, en este caso curvas de igual altura, a partir de un conjunto de datos se puede obtener haciendo un análisis geoestadístico en el que se hace uso de diferentes herramientas de interpolación. Un análisis geoestadístico es más eficiente cuando las variables tienen una distribución normal o Gaussiana (Webster & Oliver, 2007).

La distribución normal también conocida como distribución Gaussiana, debe su nombre a que la mayoría de las variables aleatorias continuas en la naturaleza siguen esta distribución (Ríus *et al.*, 2004). Se dice que una variable aleatoria X sigue una distribución normal de parámetros μ y σ^2 , lo que representamos del modo $X \rightarrow N(\mu, \sigma^2)$ si su función de densidad es (Ríus *et al.*, 2004):

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2}, \quad \forall x \in \mathbb{R}$$

La forma de la función de densidad es la llamada campana de Gauss, y depende de los parámetros μ y σ^2 , los cuales corresponden con la media y la desviación estándar respectivamente en una distribución normal (Ríus *et al.*, 2004; Ilustración 1):

- μ indica la posición de la campana (parámetro de centralización) el cual alcanza un único máximo (moda) en μ , y es simétrica con respecto a la misma (Ríus *et al.*, 2004). Por lo tanto, la media, mediana y la moda coinciden.
- σ^2 es el parámetro de dispersión, por lo que cuanto menor sea, mayor cantidad de masa de probabilidad habrá concertada alrededor de la media, y cuanto mayor sea, “más aplastado” será (Ríus *et al.*, 2004). Por lo tanto, cuanto mayor sea la desviación estándar, más se dispersarán los datos en torno a la media y la curva será más plana.

Así mismo, de acuerdo con las medidas de forma, el coeficiente de sesgo y la curtosis en una distribución normal serán igual a cero.

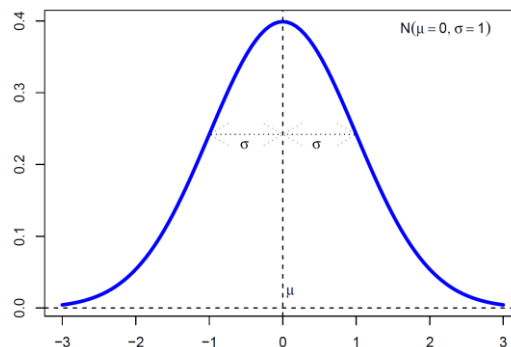


Figura A3.1. Forma de la Distribución Normal que sigue la función de densidad conocida también como Campana de Gauss. Tomado de Ríus *et al.* (2004).

Para conocer si la variable aleatoria sigue una distribución normal es necesario la aplicación de técnicas estadísticas tales como la representación de los datos por medio de un histograma, conocer las medidas de tendencia central (media, moda y mediana), medidas de dispersión (rango, varianza, desviación estándar y coeficiente de variación) y medidas de forma (curtosis y coeficiente de sesgo). Pero si con los anteriores no es posible definir si la variable aleatoria sigue una distribución normal será necesario aplicar pruebas de normalidad tales como ajuste Anderson-Darling, prueba Kolmogorov-Smirnov, valor P, entre otros. Las técnicas estadísticas son:

a. Histograma: es la representación gráfica de la distribución de frecuencias de un conjunto de mediciones las cuales han sido divididas en clases de igual rango (Webster & Oliver, 2007).

b. Medidas de tendencia central

- *Media aritmética* o comúnmente conocida como “promedio”, se calcula sumando todas las observaciones en el conjunto de datos y dividiendo esta suma entre el número de observaciones, la cual está definida por la siguiente ecuación (Blair & Taylor, 2008):

$$\bar{x} = \frac{\sum x}{n}$$

La media es muy sensible a los valores extremos de la variable y no es recomendable usarla como medida central en distribuciones muy asimétricas (Ríus *et al.*, 2004).

- *La mediana* es el valor que divide a un conjunto de datos en dos partes iguales, de manera que el número de valores mayores que o iguales a la mediana es el mismo que el número de valores menores que o iguales a la mediana (Blair & Taylor, 2008). La manera más común de calcular la mediana es ordenar las observaciones en términos de magnitud y luego elegir el valor intermedio (número de observaciones en un conjunto de datos impares) o elegir dos valores intermedios (número de observaciones en un conjunto de datos par) (Blair & Taylor, 2008):

$$\text{Mediana } (n \text{ impar}) = \frac{x_{n+1}}{2}$$

$$\text{Mediana } (n \text{ par}) = \frac{\frac{x_n}{2} + \frac{x_{n+1}}{2}}{2}$$

Tiene la ventaja de no estar afectada por las observaciones extremas y es adecuado su uso en distribuciones asimétricas (Ríus *et al.*, 2004).

- *La moda* de un conjunto de datos es la puntuación o puntuaciones que ocurren con mayor frecuencia. Si todos los puntos en un conjunto ocurren con la misma frecuencia, no hay moda. Por otro lado, si dos o más puntuaciones ocurren con igual frecuencia y esa frecuencia es mayor que la de las otras puntuaciones en el conjunto, entonces habrá más de una moda (Blair & Taylor, 2008).

c. Medidas de dispersión

- *El rango* o amplitud está en función de la puntuación más grande y la más pequeña del conjunto de datos. Está definida por la siguiente ecuación (Blair & Taylor, 2008):

$$\text{Rango (exclusivo)} = x_L - x_S$$

El rango no utiliza todas las observaciones, pero se puede ver afectada por observaciones extremas (Ríus *et al.*, 2004).

- *La varianza* se define como la media de las diferencias cuadráticas de n puntuaciones con respecto a su media aritmética, y está definida como (Ríus *et al.*, 2004):

$$\sigma^2 = \frac{\sum (x - \mu)^2}{N}$$

Esta medida es siempre una cantidad positiva, pero no tiene la misma magnitud que las observaciones, por lo tanto, es más sencillo usar su raíz cuadrada, definida como *desviación estándar*, la cual tendrá la misma dimensionalidad que las observaciones (Ríus *et al.*, 2004):

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x - \mu)^2}{N}}$$

- *El coeficiente de variación* elimina la dimensionalidad de las variables y tiene en cuenta la proporción existente entre medias y desviación estándar (Ríus *et al.*, 2004):

$$CV = \frac{S_X}{\bar{x}}$$

Esta se debe calcular para variables con todos los valores positivos y es invariante a cambios de escala (Ríus *et al.*, 2004).

d. Medidas de forma

- *La curtosis* se refiere al pico de una distribución con respecto a la longitud y el tamaño de sus colas, su fórmula es (Blair & Taylor, 2008):

$$\text{Curtosis}^{12} = \frac{\sum z^4}{n}$$

Se agrupan en leptocúrtica (cuando la distribución de frecuencias es más puntiaguda que la normal), mesocúrtica (cuando la distribución de frecuencias es tan apuntada como la normal), y platicúrtica (cuando la distribución de frecuencias es menos apuntada que la normal) (Ríus *et al.*, 2004; Ilustración 2).

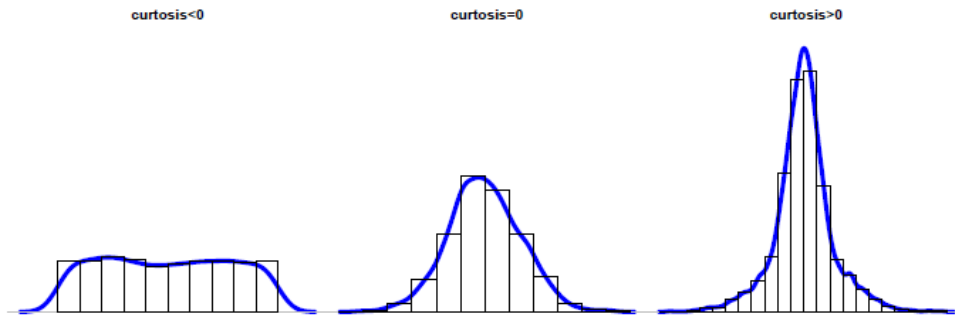


Figura A3.2. Tipos de curtosis. Tomado de Ríus *et al.* (2004).

- *El sesgo* se define como el grado de asimetría de una distribución de las observaciones, y se define formalmente (Webster & Oliver, 2007):

$$m_3 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (z_i - \bar{z})^3.$$

donde m_3 es el sesgo

- *El coeficiente de sesgo (CS)* es entonces:

$$g_1 = \frac{m_3}{m_2 \sqrt{m_2}} = \frac{m_3}{S^3},$$

donde g_1 es CS, y m_2 es la varianza.

Cuando las distribuciones son simétricas el CV es igual a cero, pero cuando CV es mayor a cero las distribuciones tienen un sesgo positivo y cuando el CV es menor a cero las distribuciones tienen un sesgo negativo (Webster & Oliver, 2007).

La asimetría es la forma más común de desviación de la normalidad, y en particular la asimetría positiva. Por lo tanto, se debe realizar la transformación de la variable aleatoria para que sigan una distribución normal, así como estabilizar la varianza. Webster & Oliver (2007) proponen los siguientes rangos para determinar el tipo de transformación que se debe usar, cuando se tiene un coeficiente de sesgo positivo:

$0 < CV < 0.5$, no es necesario hacer transformación

$0.5 < CV < 1$, considerar la transformación tipo raíz cuadrada

$CV > 1$, considerar la transformación tipo logarítmica

Tipos de transformación

- a. Transformación tipo raíz cuadrada: Está definida como $Y(s) = (Z(s)^\lambda - 1) / \lambda$ para $\lambda \neq 0$. Es usado cuando se tienen conteos pequeños en un área de estudio y la variabilidad en esa región será menor que en otra región donde los recuentos son más grandes. En este caso, la transformación se raíz cuadrada puede ayudar a que las variaciones sean más constantes en toda el área de estudio, y a menudo hace que los datos también sean distribuidos normalmente (Webster & Oliver, 2007).
- b. Transformación logarítmica: Esta transformación es en realidad un caso especial de la transformación de raíz cuadrada cuando $\lambda = 0$, y la transformación está definida como $Y(s) = \ln(Z(s))$ para $Z(s) > 0$. La transformación logarítmica se usa a menudo cuando los datos tienen una distribución sesgada positivamente y hay algunos valores muy grandes (Webster & Oliver, 2007).

Continuando con el análisis geoestadístico, una vez realizado la evaluación estadística de los datos y normalizándolos (en caso de haber sido necesario), se procede a determinar la tendencia que siguen los datos u observaciones.

La tendencia o (polinomios ortogonales), es obtenido por medio de ecuaciones de regresión (Aguirre, 1994). El tipo de tendencia equivale a un grado u orden del polinomio:

- *Polinomio de grado cero*: equivale a una tendencia constante (gráficamente una línea horizontal).
- *Polinomio de primer grado*: tiene tendencia lineal, el polinomio de segundo grado tienen una tendencia cuadrática (gráficamente hay una curvatura en la gráfica).
- *Polinomio de tercer grado*: tiene una tendencia cúbica (gráficamente tienen más de una curvatura o concavidad).

Por último, una vez conocida la tendencia de los datos se procede a interpolar el conjunto de datos con algunos métodos de interpolación espacial:

- a. IDW (Distancia inversa ponderada): método de interpolación determinístico, basado directamente en los valores medidos circundantes o en fórmulas matemáticas especificadas que determinan la suavidad de la superficie resultante (ERSI, 2016).

- b. *Kriging*: ajusta una función matemática a una cantidad especificada de puntos o a todos los puntos dentro de un radio específico para determinar el valor de salida para cada ubicación (ERSI, 2016). Es similar al de IDW en que pondera los valores medidos circundantes para calcular una predicción de una ubicación sin mediciones (ERSI, 2016). Existen varios tipos de *kriging*, entre los más usados se encuentran:
- *K. Simple*: se utiliza cuando la media de la función es aleatoria es conocida.
 - *K. Ordinario*: es el más general y el más utilizado. Presume que el valor medio constante es desconocido.
 - *K. Universal*: presupone que hay una tendencia de invalidación en los datos. Se debe utilizar si se conoce una tendencia en los datos.

Referencias

- Aguirre, A. (1994).** *Introducción al tratamiento de series temporales: Aplicación a las ciencias de la salud.*
- Blair, R. C., & Taylor, R. A. (2008).** *Bioestadística.* Pearson Educación. Recuperado a partir de https://s3.amazonaws.com/academia.edu.documents/52083716/Bioestadistica.Blair.Taylor.pdf?AWSAccessKeyId=AKIAIWOWYYGZ2Y53UL3A&Expires=1523303915&Signature=aSuyGoImXdXyCpIuSENx3DX5yJs%3D&response-content-disposition=inline%3B%20filename%3DBioestadistica_Blair_Taylor.pdf
- ERSI. (2016).** **Cómo funciona Kriging**—Ayuda | ArcGIS for Desktop. Recuperado 12 de abril de 2018, a partir de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/how-kriging-works.htm>
- Ríos, F., Barón, J., Sánchez, E., & Parras, L. (2004).** *Bioestadística, métodos y aplicaciones. Malaga: Ed. Universidad de Malaga.* Recuperado a partir de <http://www.bioestadistica.uma.es/baron/bioestadistica.pdf>
- Webster, R., & Oliver, M. A. (2007).** *Geostatistics for environmental scientists.* John Wiley & Sons. Recuperado a partir de <https://www.researchgate.net/file.PostFileLoader.html?id=584de1253d7f4b0c2a7f9d86&assetKey=AS%3A438252378300419%401481498917705>

Anexo 4. Lineamientos identificados

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
0	160	1475.658
1	340	1955.236
2	116	1817.173
3	162	815.278
4	236	1812.431
5	89	1244.718
6	73	1142.505
7	334	811.053
8	88	660.714
9	197	715.272
10	210	1028.507
11	221	536.133
12	193	532.675
13	129	312.388
14	124	255.375
15	199	587.376
16	149	885.389
17	6	708.958
18	302	664.358
19	342	1273.205
20	359	2261.175
21	328	639.462
22	20	3363.689
23	333	1322.613
24	131	1038.909
25	127	717.564
26	129	447.921
27	124	601.764
28	90	396.876
29	88	397.017
30	147	1161.091
31	135	459.79
32	144	589.369
33	114	695.813
34	121	578.497
35	107	641.167
36	129	530.568
37	179	1620.651
38	21	1386.722
39	243	679.317
40	236	932.746
41	240	913.074
42	130	1596.263
43	75	1239.564
44	219	693.417
45	228	798.705
46	229	1051.284
47	239	1804.291
48	239	1215.397
49	238	981.113
50	156	863.975
51	238	630.024
52	39	1600.227
53	215	273.425
54	223	220.144
55	225	220.022
56	61	666.184
57	243	189.321
58	150	331.617
59	147	311.733
60	152	237.192

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
61	150	354.038
62	143	594.363
63	137	262.913
64	92	295.549
65	140	324.41
66	133	523.491
67	114	332.695
68	179	333.436
69	181	358.832
70	180	450.862
71	130	283.768
72	109	399.622
73	142	588.688
74	116	599.464
75	134	510.551
76	182	581.243
77	91	549.423
78	151	784.252
79	147	420.074
80	156	721.817
81	231	476.05
82	329	683.364
83	322	586.029
84	243	535.335
85	1	860.714
86	0	796.927
87	181	400.164
88	178	238.316
89	180	250.826
90	178	301.893
91	222	294.485
92	222	541.625
93	223	417.969
94	221	357.819
95	148	762.96
96	238	544.888
97	242	333.753
98	206	363.521
99	300	554.9
100	180	308.405
101	141	505.524
102	181	632.026
103	123	772.284
104	302	674.134
105	118	573.754
106	130	387.429
107	304	1518.135
108	37	908.701
109	178	1060.837
110	180	866.777
111	180	606.435
112	179	1184.345
113	179	717.727
114	179	316.456
115	179	419.149
116	133	927.542
117	284	488.113
118	62	582.335
119	114	481.542
120	181	679.518
121	151	636.523

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
122	145	405.258
123	180	504.826
124	359	276.244
125	0	495.311
126	218	416.035
127	247	426.917
128	60	344.192
129	181	314.342
130	337	722.926
131	303	425.415
132	119	747.524
133	89	460.444
134	180	399.53
135	38	399.6
136	334	337.28
137	0	338.667
138	180	537.112
139	319	575.706
140	328	824.556
141	89	942.011
142	269	129.673
143	224	529.492
144	138	518.807
145	226	329.298
146	219	287.619
147	102	500.791
148	182	288.506
149	145	562.432
150	180	289.561
151	129	406.725
152	180	500.204
153	179	301.642
154	360	549.285
155	297	283.981
156	90	257.176
157	131	646.542
158	196	427.4
159	159	651.564
160	198	1055.965
161	140	792.71
162	151	768.745
163	132	974.581
164	198	522.155
165	193	1105.355
166	178	365.902
167	137	481.557
168	292	626.409
169	300	530.588
170	270	883.936
171	118	570.456
172	276	628.321
173	314	305.35
174	215	748.28
175	109	268.28
176	299	396.477
177	319	709.694
178	321	646.6
179	208	1495.638
180	218	1176.639
181	200	1068.555
182	218	912.481

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
183	67	739.227
184	206	788.45
185	243	690.676
186	216	680.892
187	179	1519.229
188	0	1224.282
189	211	731.839
190	206	647.577
191	215	474.865
192	144	1037.579
193	220	1272.481
194	329	2096.373
195	155	873.399
196	63	369.206
197	356	354.818
198	336	312.236
199	150	204.782
200	314	270.648
201	314	350.929
202	313	360.649
203	311	349.177
204	242	652.341
205	213	452.349
206	268	354.106
207	307	398.006
208	25	832.27
209	299	764.491
210	116	484.207
211	226	756.751
212	317	483.112
213	229	435.235
214	359	317.564
215	135	433.304
216	43	575.018
217	181	374.772
218	123	516.044
219	202	508.249
220	226	541.103
221	228	445.09
222	112	610.832
223	156	305.524
224	222	426.694
225	204	923.277
226	297	795.147
227	217	715.272
228	181	518.491
229	167	845.792
230	179	885.406
231	358	1000.737
232	297	633.284
233	217	312.947
234	310	396.761
235	319	546.885
236	315	532.868
237	224	480.529
238	219	476.05
239	91	743.013
240	89	454.07
241	203	405.668
242	236	468.494
243	321	451.722

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
244	158	300.688
245	120	889.257
246	93	782.141
247	271	654.121
248	178	314.582
249	129	533.042
250	322	337.224
251	311	796.895
252	310	622.382
253	319	825.85
254	323	229.239
255	312	451.934
256	272	543.381
257	232	436.364
258	322	396.266
259	321	961.959
260	314	383.966
261	305	443.768
262	179	323.913
263	240	715.568
264	178	832.585
265	116	880.456
266	222	418.029
267	155	543.974
268	124	843.626
269	324	574.711
270	40	1157.811
271	314	1502.436
272	221	1089.957
273	89	1479.771
274	217	1004.572
275	110	1147.97
276	307	1453.518
277	318	681.089
278	311	1912.155
279	145	394.583
280	90	2187.616
281	330	559.243
282	90	755.658
283	87	489.785
284	318	625.162
285	221	560.647
286	133	328.057
287	199	513.066
288	233	1088.393
289	204	487.433
290	38	343.635
291	228	460.682
292	198	470.897
293	297	533.892
294	316	476.039
295	227	593.123
296	56	434.152
297	130	597.585
298	49	917.846
299	223	413.483
300	114	905.233
301	225	386.152
302	208	556.75
303	309	1239.168
304	308	214.707

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
305	317	411.001
306	179	288.995
307	132	618.312
308	180	390.539
309	179	285.821
310	270	390.526
311	314	518.655
312	297	735.811
313	308	567.794
314	269	577.93
315	305	494.177
316	308	633.237
317	312	395.769
318	88	536.811
319	310	457.906
320	182	625.357
321	178	767.502
322	0	619.782
323	0	314.961
324	182	773.517
325	290	742.62
326	301	288.033
327	304	766.625
328	301	407.732
329	144	566.962
330	123	1140.029
331	333	836.044
332	232	633.076
333	315	542.42
334	301	966.177
335	315	743.575
336	316	1115.151
337	152	384.923
338	151	471.828
339	144	349.914
340	224	278.425
341	216	631.212
342	1	482.643
343	334	357.819
344	44	693.904
345	1	669.994
346	304	683.364
347	328	645.847
348	151	460.42
349	235	442.182
350	272	317.643
351	220	391.904
352	236	413.885
353	231	828.579
354	88	371.693
355	18	783.14
356	210	773.451
357	233	600.57
358	224	316.057
359	231	326.94
360	123	394.519
361	124	300.215
362	144	797.635
363	200	346.933
364	229	499.698
365	213	585.657

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
366	297	354.977
367	298	429.002
368	208	684.683
369	216	288.995
370	357	286.033
371	151	490.33
372	68	856.081
373	245	794.094
374	48	503.396
375	178	365.902
376	53	353.696
377	37	414.664
378	164	293.512
379	1	460.474
380	327	420.074
381	177	260.66
382	57	486.098
383	220	256.921
384	221	258.972
385	128	504.307
386	220	678.092
387	179	520.788
388	223	525.653
389	222	362.02
390	306	611.591
391	169	481.357
392	135	312.073
393	213	310.474
394	289	395.591
395	44	213.293
396	209	228.821
397	180	285.751
398	180	152.4
399	89	127.04
400	179	273.069
401	178	196.953
402	182	111.171
403	179	219.098
404	225	379.423
405	90	282.576
406	181	327.041
407	359	362.006
408	153	330.841
409	220	239.034
410	307	966.475
411	124	555.662
412	53	456.441
413	181	800.158
414	234	273.124
415	320	524.837
416	208	411.834
417	89	222.273
418	38	359.506
419	132	661.027
420	228	333.128
421	146	427.118
422	226	372.79
423	213	227.207
424	225	702.71
425	240	297.334
426	240	274.652

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
427	239	263.545
428	127	286.232
429	298	548.349
430	294	606.725
431	229	344.382
432	270	736.629
433	302	392.306
434	307	249.556
435	307	505.465
436	133	500.897
437	204	503.226
438	177	289.361
439	26	275.476
440	222	487.664
441	179	489.044
442	331	280.013
443	316	279.11
444	273	162.205
445	239	476.991
446	180	259.046
447	50	428.473
448	271	276.244
449	144	370.225
450	309	661.477
451	180	333.376
452	343	358.551
453	227	375.256
454	221	427.413
455	225	561.285
456	229	380.537
457	272	514.596
458	53	499.113
459	222	550.816
460	225	446.774
461	233	1060.471
462	323	695.964
463	334	327.947
464	270	625.484
465	46	660.111
466	90	485.776
467	271	257.195
468	269	304.867
469	151	226.051
470	231	1521.786
471	50	748.4
472	56	316.132
473	54	737.436
474	220	684.414
475	52	2739.017
476	92	304.949
477	307	271.792
478	227	235.828
479	222	755.425
480	227	359.463
481	227	332.543
482	149	444.319
483	35	833.141
484	1	254.02
485	44	368.219
486	230	1083.422
487	227	608.749

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
488	155	1071.295
489	137	321.241
490	89	454.07
491	210	352.869
492	121	413.3
493	59	512.397
494	239	573.913
495	38	639.659
496	52	447.777
497	269	485.869
498	134	406.413
499	133	590.662
500	184	276.882
501	179	177.829
502	178	384.504
503	120	665.541
504	180	263.526
505	137	361.63
506	130	399.206
507	131	290.318
508	48	285.556
509	121	502.585
510	126	254.674
511	30	503.707
512	71	1137.72
513	309	456.186
514	69	783.719
515	134	383.966
516	129	203.3
517	311	204.905
518	229	209.382
519	52	359.506
520	42	422.67
521	180	244.475
522	116	173.234
523	206	626.282
524	218	522.141
525	219	535.523
526	134	350.259
527	303	631.443
528	92	1032.58
529	301	356.111
530	12	701.181
531	125	448.441
532	131	369.176
533	129	503.787
534	325	435.948
535	137	893.943
536	284	737.73
537	323	313.056
538	322	416.592
539	115	379.211
540	239	492.781
541	105	741.6
542	125	609.444
543	248	349.034
544	146	287.964
545	287	402.675
546	90	774.728
547	126	299.731
548	92	346.309

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
549	142	644.651
550	315	294.113
551	62	1009.697
552	311	465.948
553	314	195.334
554	277	675.389
555	50	741.899
556	325	519.693
557	267	554.042
558	48	458.786
559	229	461.469
560	179	295.344
561	53	906.174
562	225	594.947
563	315	258.193
564	147	542.545
565	90	4099.479
566	314	345.77
567	136	386.256
568	108	953.877
569	147	463.075
570	324	363.23
571	314	412.064
572	58	709.115
573	57	603.226
574	181	422.324
575	1	454.778
576	135	341.25
577	284	2819.192
578	270	3743.644
579	43	300.973
580	0	279.401
581	221	356.193
582	220	450.448
583	225	341.25
584	222	822.921
585	224	577.022
586	336	400.718
587	54	492.781
588	339	412.14
589	314	242.509
590	178	174.741
591	54	561.402
592	118	259.982
593	308	282.647
594	157	403.975
595	318	262.088
596	324	140.993
597	307	374.018
598	178	730.693
599	90	781.041
600	45	1154
601	297	570.265
602	136	707.286
603	219	668.929
604	32	556.668
605	219	417.833
606	180	295.276
607	145	385.747
608	146	454.425
609	324	398.245

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
610	329	520.013
611	30	588.748
612	151	477.699
613	327	812.864
614	32	525.02
615	39	361.477
616	39	569.239
617	43	386.387
618	42	422.67
619	42	1092.913
620	53	625.484
621	52	502.354
622	52	309.933
623	57	433.258
624	57	288.838
625	244	420.314
626	58	370.878
627	55	481.733
628	299	622.633
629	331	97.759
630	225	965.39
631	89	317.564
632	296	697.266
633	68	786.505
634	293	644.534
635	309	369.939
636	123	231.601
637	241	359.541
638	67	675.799
639	120	582.101
640	221	560.323
641	160	777.429
642	152	333.753
643	296	636.143
644	294	770.166
645	314	1883.721
646	137	417.8
647	333	468.569
648	359	749.47
649	47	500.897
650	138	267.625
651	108	693.817
652	56	472.905
653	298	616.516
654	0	476.251
655	220	470.769
656	35	366.504
657	44	691.539
658	318	341.723
659	86	677.951
660	42	561.913
661	48	539.49
662	302	593.013
663	51	367.931
664	58	1067.558
665	105	528.283
666	228	409.219
667	232	262.318
668	178	333.512
669	308	558.341
670	231	611.887

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
671	60	796.699
672	359	450.896
673	314	321.115
674	236	286.191
675	316	828.579
676	51	569.239
677	126	1966.495
678	179	901.903
679	91	793.853
680	90	1216.032
681	135	756.591
682	58	495.067
683	114	443.593
684	27	623.353
685	154	441.611
686	90	990.602
687	15	434.408
688	13	341.973
689	92	390.732
690	145	444.013
691	136	460.376
692	136	361.519
693	144	313.732
694	135	428.814
695	150	419.834
696	89	355.657
697	1	730.5
698	77	443.593
699	243	345.04
700	139	522.421
701	322	572.25
702	46	451.309
703	222	365.658
704	118	1592.581
705	29	285.574
706	132	351.163
707	32	346.323
708	56	523.106
709	121	1311.723
710	117	482.82
711	117	1219.839
712	147	945.832
713	127	459.762
714	123	479.972
715	293	473.598
716	314	586.07
717	130	432.547
718	209	749.066
719	304	507.246
720	304	572.382
721	306	610.898
722	132	242.841
723	304	415.671
724	60	606.094
725	65	556.822
726	64	897.382
727	55	311.879
728	226	830.785
729	271	739.885
730	254	872.243
731	65	485.859

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
732	239	599.505
733	119	284.336
734	240	521.803
735	107	481.105
736	106	807.726
737	117	874.719
738	217	269.876
739	307	702.33
740	301	393.137
741	121	622.374
742	97	393.816
743	271	466.769
744	90	406.413
745	116	644.714
746	206	286.867
747	133	1019.617
748	309	390.033
749	300	489.116
750	106	650.256
751	120	558.819
752	92	1182.062
753	135	511.876
754	112	749.362
755	297	1029.456
756	299	457.642
757	122	650.218
758	253	423.932
759	106	846.078
760	197	515.183
761	222	447.225
762	112	582.516
763	239	377.345
764	181	317.564
765	303	433.653
766	215	317.072
767	90	460.387
768	90	679.451
769	293	662.87
770	301	864.687
771	239	644.182
772	90	2098.682
773	90	466.726
774	77	884.83
775	270	447.687
776	123	224.552
777	300	604.503
778	270	473.087
779	88	505.076
780	338	393.252
781	89	543.075
782	225	224.507
783	226	559.063
784	226	633.253
785	44	848.826
786	299	368.219
787	336	451.967
788	143	337.821
789	217	566.434
790	139	544.807
791	129	424.455
792	141	578.165

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
793	330	389.893
794	320	216.274
795	308	424.953
796	47	676.217
797	309	435.856
798	153	529.627
799	324	286.42
800	315	527.596
801	151	547.079
802	268	244.661
803	317	489.61
804	120	483.603
805	127	381.001
806	313	907.719
807	127	998.897
808	270	209.55
809	179	676.463
810	92	708.482
811	217	1002.035
812	226	431.147
813	303	1174.945
814	91	431.906
815	135	287.369
816	315	502.895
817	212	480.937
818	46	691.714
819	229	486.263
820	318	782.573
821	313	381.899
822	348	487.64
823	307	591.822
824	217	453.393
825	177	470.426
826	218	438.864
827	298	410.51
828	90	860.433
829	227	429.096
830	269	765.282
831	113	578.573
832	179	568.406
833	179	219.098
834	225	339.013
835	96	303.292
836	231	327.272
837	277	1716.672
838	231	411.062
839	303	447.361
840	307	696.601
841	311	733.873
842	40	554.491
843	179	308.041
844	182	346.207
845	309	225.627
846	220	491.48
847	88	231.862
848	129	875.703
849	101	611.467
850	138	537.139
851	139	677.736
852	140	543.52
853	210	313.105

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
854	211	707.863
855	228	373.357
856	226	466.996
857	231	492.382
858	43	220.2
859	223	480.78
860	234	618.082
861	311	540.012
862	310	968.757
863	233	403.863
864	26	613.401
865	207	427.401
866	214	632.265
867	225	282.879
868	227	321.241
869	99	934.429
870	278	749.443
871	180	654.059
872	45	844.146
873	225	850.908
874	235	248.402
875	227	435.752
876	47	521.165
877	198	444.784
878	327	399.849
879	89	212.749
880	48	386.569
881	235	447.394
882	140	426.962
883	122	526.036
884	60	297.334
885	126	621.174
886	207	502.665
887	203	553.672
888	334	325.171
889	226	428.955
890	126	574.711
891	332	450.292
892	144	236.234
893	149	303.292
894	209	736.437
895	307	455.931
896	150	371.381
897	180	368.301
898	294	1101.251
899	110	388.715
900	148	248.382
901	161	1796.282
902	284	334.206
903	303	422.741
904	227	231.34
905	180	422.288
906	144	450.292
907	116	360.667
908	1	323.913
909	274	834.272
910	180	527.061
911	179	504.986
912	123	581.269
913	216	338.477
914	301	434.524

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
915	310	284.159
916	43	653.627
917	123	520.97
918	320	669.143
919	216	710.123
920	144	689.093
921	318	420.314
922	239	393.137
923	128	212.749
924	128	459.192
925	146	587.376
926	127	1133.482
927	306	429.154
928	111	1061.345
929	132	1607.61
930	312	1234.767
931	322	816.742
932	321	611.887
933	231	562.299
934	234	456.594
935	119	548.615
936	178	511.422
937	126	456.594
938	154	445.86
939	145	396.406
940	203	193.441
941	208	552.46
942	216	315.606
943	147	581.269
944	178	473.459
945	210	591.924
946	148	394.787
947	148	212.37
948	140	482.141
949	135	469.225
950	91	304.817
951	89	276.244
952	36	978.087
953	222	579.854
954	226	572.603
955	335	473.001
956	315	538.835
957	327	531.887
958	45	520.856
959	142	388.754
960	311	285.839
961	236	327.58
962	182	305.065
963	181	241.321
964	179	352.483
965	1	231.797
966	300	401.321
967	181	247.671
968	227	426.941
969	119	282.79
970	220	247.976
971	144	605.303
972	210	745.092
973	118	740.165
974	210	288.664
975	320	595.142

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
976	303	649.946
977	224	366.008
978	315	745.376
979	305	235.143
980	308	282.647
981	139	418.451
982	209	699.424
983	181	279.419
984	179	327.087
985	179	323.913
986	180	492.136
987	39	392.727
988	156	295.617
989	241	456.108
990	140	328.885
991	149	247.752
992	312	404.511
993	316	500.776
994	90	206.375
995	160	281.306
996	307	351.165
997	137	492.085
998	191	487.599
999	145	642.984
1000	179	527.089
1001	150	411.148
1002	118	559.558
1003	315	233.487
1004	160	590.534
1005	357	601.092
1006	199	518.139
1007	59	200.93
1008	149	343.048
1009	149	334.884
1010	147	321.445
1011	231	369.939
1012	118	866.608
1013	19	950.876
1014	181	422.324
1015	179	276.244
1016	208	467.287
1017	201	415.101
1018	233	430.538
1019	138	467.514
1020	138	357.312
1021	147	501.148
1022	133	447.045
1023	181	504.986
1024	180	498.476
1025	198	389.608
1026	134	554.646
1027	146	452.636
1028	100	222.607
1029	103	337.459
1030	139	315.11
1031	139	769.4
1032	311	776.917
1033	313	669.407
1034	306	464.311
1035	208	407.713
1036	212	326.794

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
1037	219	435.393
1038	215	909.078
1039	216	355.062
1040	218	680.852
1041	218	699.23
1042	91	857.463
1043	269	311.215
1044	221	292.721
1045	271	231.797
1046	89	203.225
1047	92	177.914
1048	219	794.856
1049	91	708.055
1050	89	657.349
1051	89	879.568
1052	90	568.326
1053	234	240.673
1054	237	431.521
1055	136	603.961
1056	146	936.987
1057	207	606.326
1058	206	597.796
1059	117	603.502
1060	142	352.554
1061	179	568.468
1062	179	295.293
1063	217	443.888
1064	223	267.399
1065	322	538.011
1066	312	359.66
1067	222	472.233
1068	140	239.034
1069	213	686.954
1070	203	753.755
1071	136	417.679
1072	119	564.053
1073	229	324.068
1074	152	713.07
1075	143	310.518
1076	136	520.933
1077	147	323.181
1078	208	356.535
1079	231	489.456
1080	137	801.87
1081	179	450.952
1082	321	406.599
1083	316	491.716
1084	40	482.141
1085	127	718.822
1086	317	406.661
1087	358	301.776
1088	165	403.526
1089	120	472.18
1090	123	559.18
1091	136	321.115
1092	125	285.345
1093	40	651.248
1094	314	388.455
1095	303	312.67
1096	150	496.622
1097	151	582.854

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
1098	224	630.9
1099	141	313.876
1100	156	409.416
1101	140	554.491
1102	114	352.368
1103	133	822.002
1104	135	359.211
1105	140	223.178
1106	90	368.301
1107	127	483.238
1108	140	403.276
1109	338	383.23
1110	296	372.018
1111	116	491.306
1112	121	504.217
1113	147	472.916
1114	238	1603.325
1115	88	1509.094
1116	242	1161.866
1117	89	866.986
1118	90	1422.403
1119	212	931.923
1120	65	992.808
1121	238	1218.313
1122	224	473.757
1123	237	753.788
1124	236	1353.465
1125	301	559.756
1126	125	458.049
1127	65	957.321
1128	234	698.682
1129	222	640.73
1130	91	876.354
1131	239	620.744
1132	213	604.97
1133	74	825.141
1134	244	663.874
1135	236	974.588
1136	241	587.581
1137	213	688.967
1138	60	1885.473
1139	99	952.538
1140	153	806.515
1141	123	681.933
1142	317	891.307
1143	161	531.754
1144	153	379.158
1145	217	415.405
1146	205	302.293
1147	187	1003.119
1148	125	676.373
1149	180	741.681
1150	259	1090.973
1151	93	325.478
1152	129	332.421
1153	207	513.458
1154	134	559.276
1155	12	404.85
1156	220	430.503
1157	91	241.321
1158	49	497.626

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
1159	177	283.021
1160	118	322.369
1161	293	702.48
1162	56	709.754
1163	183	423.039
1164	63	732.677
1165	247	786.691
1166	360	498.486
1167	156	306.91
1168	180	295.276
1169	313	256.492
1170	207	295.344
1171	237	488.825
1172	128	282.647
1173	77	1052.553
1174	178	525.021
1175	155	318.214
1176	152	279.469
1177	315	920.478
1178	160	131.562
1179	154	306.836
1180	160	351.552
1181	190	287.106
1182	184	282.038
1183	39	933.857
1184	117	461.524
1185	177	257.489
1186	179	349.308
1187	90	368.314
1188	269	304.867
1189	178	384.504
1190	147	390.125
1191	136	316.626
1192	69	806.03
1193	269	555.662
1194	113	413.57
1195	236	372.506
1196	238	355.034
1197	252	183.445
1198	122	216.739
1199	131	229.7
1200	196	235.079
1201	184	216.835
1202	283	300.336
1203	41	382.611
1204	145	552.214
1205	136	273.286
1206	181	418.076
1207	179	244.926
1208	183	409.301
1209	154	466.208
1210	140	547.585
1211	220	617.912
1212	134	345.857
1213	114	392.329
1214	127	568.964
1215	245	318.214
1216	308	459.192
1217	131	301.676
1218	180	158.75
1219	203	266.937

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
1220	187	246.14
1221	125	303.026
1222	184	206.985
1223	38	332.77
1224	203	372.708
1225	139	587.205
1226	210	325.682
1227	230	763.488
1228	215	236.958
1229	178	139.764
1230	179	444.39
1231	133	487.433
1232	152	468.784
1233	226	325.556
1234	111	422.168
1235	225	688.514
1236	97	593.348
1237	114	793.575
1238	122	645.206
1239	163	359.873
1240	118	575.237
1241	320	378.479
1242	311	450.112
1243	184	190.923
1244	150	441.086
1245	162	480.937
1246	226	307.648
1247	140	367.108
1248	66	363.964
1249	159	228.181
1250	215	339.963
1251	180	288.926
1252	181	257.195
1253	25	481.451
1254	120	167.816
1255	180	532.228
1256	129	449.149
1257	121	341.662
1258	121	307.648
1259	146	368.095
1260	126	731.575
1261	145	325.179
1262	175	653.474
1263	126	381.662
1264	191	400.416
1265	115	494.293
1266	180	390.539
1267	119	1266.318
1268	183	214.192
1269	164	440.88
1270	179	276.244
1271	131	376.061
1272	102	567.261
1273	211	462.833
1274	227	247.071
1275	201	438.289
1276	198	178.216

Anexo 5. Escarpes identificados

No.	Dirección (azimut)	Distancia (m)
0	137	173.145
1	237	220.178
2	155	221.604
3	136	261.681
4	160	266.451
5	117	277.939
6	134	301.68
7	173	308.015
8	150	313.999
9	169	321.05
10	316	350.249
11	310	387.679
12	96	390.078
13	165	398.791
14	175	406.559
15	175	441.846
16	173	443.961
17	97	477.957
18	179	482.497
19	138	501.193
20	181	504.685
21	208	521.946
22	127	576.158
23	89	586.051
24	57	603.303
25	175	613.652
26	87	620.111
27	177	623.499
28	158	683.451
29	127	692.833
30	136	894.667
31	307	920.756
32	318	1027.387
33	218	1062.837
34	157	1194.1
35	121	1197.382
36	166	1236.399
37	187	1606.634
38	298	1654.03
39	121	1688.426
40	163	1727.796
41	77	1734.54
42	184	1839.012
43	125	2210.534